

УДК 551.24

ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ ОХОТСКО-ПЕНЖИНСКО-АНАДЫРСКИЙ МАЛЫЙ ОКЕАНИЧЕСКИЙ БАССЕЙН (СЕВЕРО-ВОСТОК ЕВРАЗИИ): ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ

© 2024 г. В. Д. Чехович¹, *, С. А. Паланджян¹¹Геологический институт РАН, д. 7, Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия

*e-mail: vadinchekhovich@mail.ru

Поступила в редакцию 17.05.2024 г.

После доработки 16.08.2024 г.

Принята в печать 11.09.2024 г.

В современной структуре Евразийской окраины совмещены надсубдукционные верхнемеловые вулканогенные образования — окраинно континентальный Охотско-Чукотский вулканогенный пояс и аккрецированная Немуро-Олюторская внутриокеаническая дуга, образовавшаяся в процессе субдукции океанической коры Тихоокеанского бассейна. Мы рассматриваем формирование Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, отделенного Немуро-Олюторской внутриокеанической дугой от Тихоокеанского бассейна, существовавшего на протяжении ~20 млн лет. В результате проведенного палео-геодинамического анализа установлено, что в поздне-меловое время в северо-восточной Евразии между Евразийским континентом и расположенными к югу и юго-востоку от него тектоническими блоками Охотского моря, Западной Камчатки, Северной Кореи в условиях трансформации развивался малый океанический бассейн типа пулл-апат, который можно назвать Охотско-Пенжинско-Анадырским. Этот бассейн сформировался в результате крупного сдвига при выкалывании террейнов из восточной части закрывавшегося Монголо-Охотского океана. Прогрессивное раскрытие Охотско-Пенжинско-Анадырского спредингового бассейна происходило с юго-запада на северо-восток с субдукцией под Евразийский континент, что обусловило соответствующее по времени запаздывание начала надсубдукционного вулканизма в Охотско-Чукотском поясе. Геодинамическая эволюция юго-западной и северо-восточной частей Охотско-Пенжинско-Анадырского бассейна различалась тем, что в юго-западной его части, более ранней по времени образования, вблизи Западно-Камчатского континентального блока возникла и развивалась Ирунейская (Западно-Камчатская) островная дуга. На северо-востоке дуга была ограничена трансформным разломом, который протягивался на юго-восток, разграничивая не только Камчатский терреин от Северо-Корейского и Учхичильского, но и Валагинскую (Восточно-Камчатскую) и Олюторскую внутриокеанические островные дуги. В кайнозойский этап развития этот разлом был преобразован в Палано-Озерновскую транслитосферную зону, являющуюся границей между аккрецированными Олюторским и Восточно-Камчатским террейнами Немуро-Олюторской островодужной системы. Применена геодинамическая модель до-дугового, альб-туронского этапа внутриокеанической субдукции, продолжавшейся до начала формирования в коньякском веке ранней дуги Немуро-Олюторской островодужной системы. Продолжительность до-дугового этапа внутриокеанической субдукции соответствует времени такого же этапа геодинамической эволюции Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы. Это позволяет подтвердить компенсацию спрединга Тихоокеанского бассейна за счет субдукции в Немуро-Олюторской островодужной системе.

Ключевые слова: поздне-меловая активная окраина Евразии, малый океанический бассейн, субдукция, выкалывание террейнов, континентальные блоки, бассейн пулл-апат, Монголо-Охотский океан

DOI: 10.31857/S0016853X24050015, EDN: EFWIWW

ВВЕДЕНИЕ

Поздне-меловая эпоха для Северо-Востока Азии является временем особенно интенсивных тектоно-магматических процессов, обусловленных региональной перестройкой системы взаимоотношений литосферных плит на обширном пространстве северо-западного фронта Мезопацифика и его орогенного окружения [87].

В поздней юре-неокоме, а затем в альбе-сено-не на окраине Азиатского континента, от Чукотки, через Японию, юго-восток Китая, до Вьетнама и Индонезии — в обстановках, как аккреционных, так и трансформных окраин, формировались орогенные пояса и магматические провинции, заложившие основу современного тектонического строения зоны перехода океан-континент [87, 88].

В сложной мезозойской истории становления современной тектоники этих складчатых поясов установлено сочетание супрасубдукционных и амальгамационных процессов с обстановками границ скольжения, развитием орогенных тектонических комплексов и абиссальных впадин различного генезиса. Главным фактором, обусловившим развитие активной окраины рассматриваемого региона в поздней юре и в течение всего мелового и кайнозойского времени, является субдукция океанической литосферы Тихого океана, с формированием нескольких поколений окраинно-континентальных и внутриокеанических вулканических дуг [69].

Современные результаты геологического картирования различного масштаба и многолетних научных исследований по стратиграфии, тектонике, петролого-геохимическим особенностям магматических пород и палеомагнитным характеристикам породных комплексов в пределах активной окраины северо-восточной Евразии (Корякское нагорье, Камчатка, Охотское море, Южно-Охотская впадина и Курильская островная дуга) доказали распространение на окраине континента образований Кони-Тайгоносской (поздний палеозой—ранний мезозой) и юрско—раннемеловой Удско-Мургальской островных дуг, перекрытых вулканитами позднеальб—среднекампанского Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [70].

На юго-западе к континенту примыкает Охотоморский континентальный блок, на востоке — область юрско—нижнемеловых Северо-Корякских экзотических террейнов с фрагментами континентальной коры, аккреционных призм, преддужий, разновозрастных офиолитов, лерцолитовых, гарцбургитовых и крайне истощенных дунит-гарцбургитовых комплексов, амальгамация которых произошла до аккреции к окраине континента.

Вдоль побережья Тихого океана в пределах Восточной Камчатки и юга Корякского нагорья (Олюторская зона) находятся аккрецированные чужеродные образования позднемеловой внутриокеанической Немуро-Олюторской островной дуги.

Таким образом, в современной структуре Евразийской окраины совмещены разновозрастные верхнемеловые вулканогенные образования [91] и, если Немуро-Олюторская внутриокеаническая дуга возникла в процессе субдукции океанической коры Тихого океана, то формирование Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, отделенного

этой дугой от Тихого океана, должно быть связано с существованием иного океанического бассейна, существовавшего на протяжении ~20 млн лет [60].

Цель настоящей работы состоит, с одной стороны, в рассмотрении опосредованных свидетельств существования бассейна с океанической корой (в форме надсубдукционных образований альб—кампанского возраста) и установленных сейсморазведкой реликтов позднемезозойской океанической коры, и, с другой стороны — в поиске непротиворечивого варианта позднемеловой геодинамической эволюции активной окраины северо-восточной Евразии.

СУПЕРТЕРРЕЙНЫ ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ ДО-АККРЕЦИОННОЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ЕВРАЗИИ

В современной северо-восточной окраине Евразии, кроме стабильной позднемеловой континентальной окраины, маркируемой альб—кампанским Охотско-Чукотским вулканическим поясом, можно выделить следующие тектонические супертеррейны:

- Охотоморский;
- Западно-Камчатский (включающий западный склон и часть осевой зоны Срединного хребта Камчатки);
- Учхичхильский;
- супертеррейн Северной Корякии (с террейнами в основном океанической и надсубдукционной природы).

Важной структурной границей, разделяющей Охотоморский и Западно-Камчатский супертеррейны от Северо-Корякского и Учхичхильского, является Палано-Озерновская трансмеловая трансформная зона (рис. 1).

Евразийский континент

До-позднемеловой фундамент северо-восточной части Евразийского континента включает — на западе Сибирский кратон с многочисленными тектоническими провинциями, расположенным восточнее Верхоянским террейном пассивной окраины, далее — на восток Колымо-Омолонский супертеррейн с крупными кратонными террейнами типа Омолонского массива и, далее восточнее — отделенный Южно-Ануйским швом террейн пассивной окраины Чукотского микроконтинента [7, 12, 58, 64, 71, 116],

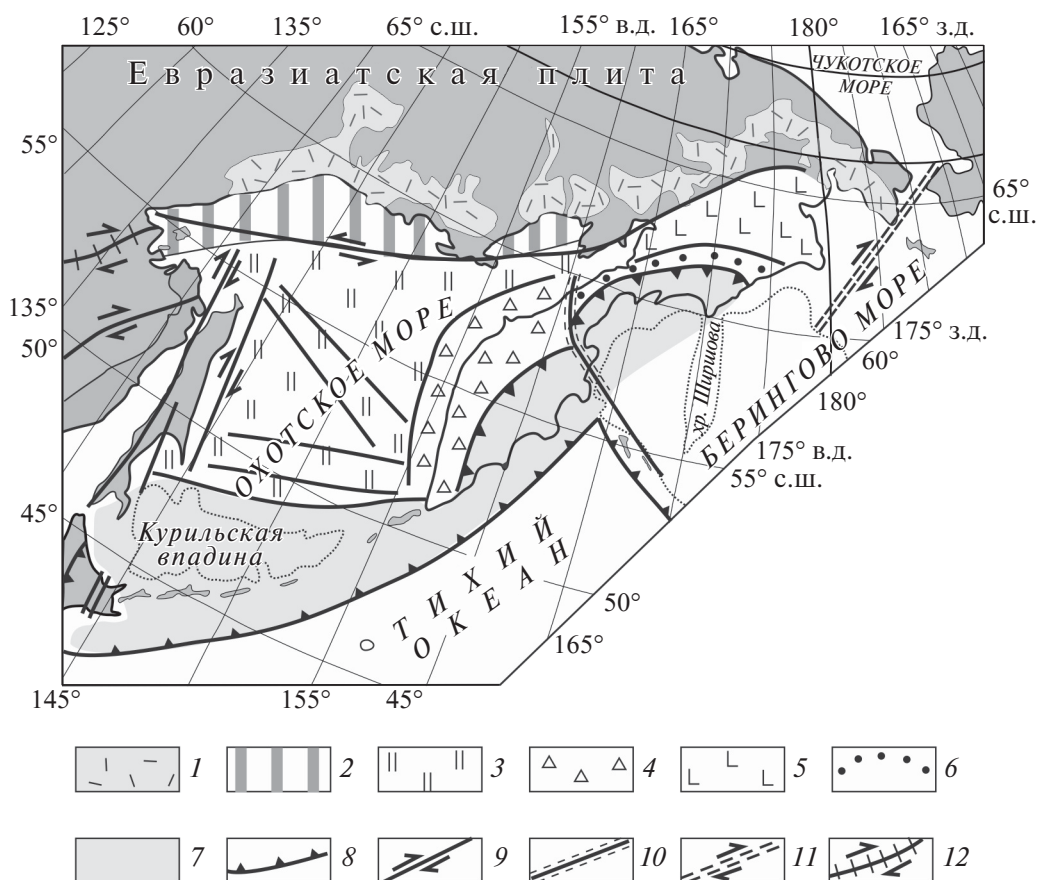


Рис. 1. Тектоническая схема позднемеловой активной окраины Евразии (по данным [47, 83, 87, 89, 94], с изменениями и дополнениями).

1 – Охотско-Чукотский вулканический пояс (верхний альб–средний кампан); 2 – континентальная кора под уровнем моря; 3–4 – супертеррейны: 3 – Охотоморский, 4 – Западно-Камчатский; 5 – супертеррейн Северной Корякии; 6 – Учхичхильский супертеррейн и Лесновско-Укэлятский флиш; 7 – область Немуро-Олюторских островодужных террейнов и новообразованных кайнозойских структур; 8 – надвиги; 9 – сдвиги; 10 – Палано-Озерновская трансформная зона; 11 – трансформная граница Евразийской и Северо-Американской литосферных плит; 12 – Монголо-Охотская сutura

В позднемеловое время границей континентальной коры могли быть остатки аккрезированной Удско-Мургальской (Кони-Тайгоносской) дуги, которые находятся, как в тыловой, так и во фронтальной зонах Охотско-Чукотского вулканического пояса (далее – ОЧВП) [50, 69, 70]. По данным сейсмо-геоэлектрического профиля Верхнее Пенжино–Корф, на севере, в пределах Омолонского докембрийского массива, перекрытого вулканитами Охотско-Чукотского пояса, мощность земной коры составляет 46–50 км [6].

Южнее Шайбовецкого разлома, ограничивающего Омолонский массив, на поверхности обнажены юрско-раннемеловые комплексы Удско-Мургальской вулканической дуги, где мощность земной коры уменьшается с запада на восток от 46 до 42 км [74].

Юго-восточнее, в Пенжинской зоне, которая отделена от позднемеловой континентальной окраины левосторонним сдвигом и уже представляет собой часть аллохтонных террейнов Северной Корякии, мощность земной коры неравномерно уменьшается до 30–33 км, а под восточной и западной частью Центрально-Корякской зоны (Учхичхильская провинция) мощность земной коры вновь возрастает до 40 км [2, 6]. Эти данные позволили предполагать существование Пенжинского рифта, периодически открывавшегося в мезозое [1].

Карты магнитных и гравитационных аномалий устанавливают протяженные интенсивные магнитные аномалии и гравитационные ступени вдоль северной кромки шельфа от Джугджурского сектора через Магаданский и Кони-Тайгоносский

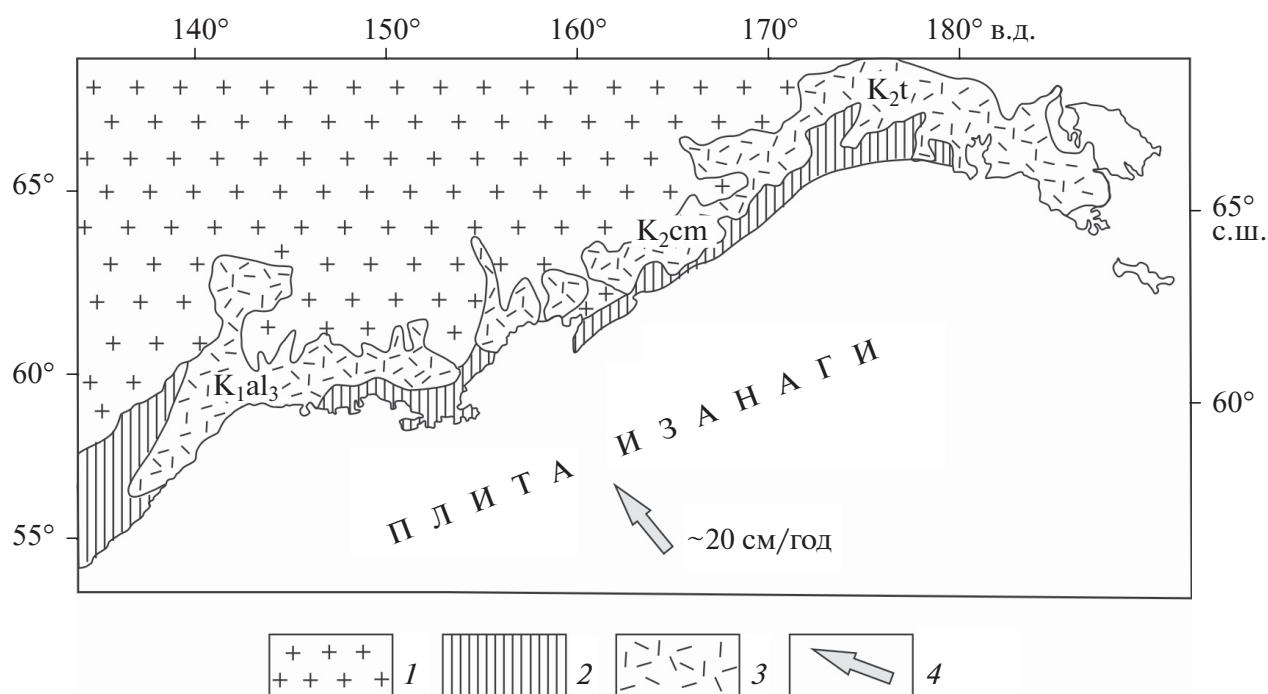


Рис. 2. Смещение времени начала надсубдукционного вулканизма по юго-западному—северо-восточному простиранию в Охотско-Чукотском вулканическом поясе (по данным [5, 60]).

1 – Евразийский континент; 2 – Удско-Мургальская позднеюрская—раннемеловая вулканическая дуга; 3 – Охотско-Чукотский окраинно континентальный вулканический пояс; 4 – направление перемещения океанической плиты Изагаги в позднем мелу

вплоть до устья Пенжины, теоретически связываются с глубинным подъемом офиолитов (ультрамафитов) [47, 63].

При дополнительной интерпретации материалов сейсмических исследований по профилю МОГТ 1632 было установлено, соответствующее ультрамафитам по сейсмическим скоростям геологическое тело, находящееся около п-ова Кони, имеет дайкообразную форму шириной 5–8 км и проявляется вплоть до верхней части кайнозойского осадочного чехла [43].

Таким образом, вполне вероятно, что протяженные интенсивные магнитные аномалии и гравитационные ступени вдоль северной кромки шельфа связаны с погребенной полосой ультрамафитов и серпентинитового меланжа, положение которых вблизи границы Охотоморского континентального блока с Евразийским континентом может отражать наличие шовной структуры, образовавшейся в результате закрытия разделявшей их Охотской части Охотско-Пенжинско-Анадырского бассейна с океанической корой.

Очень важной особенностью Охотско-Чукотского вулканогенного пояса является продольная разновременность начала его формирования – на

западе это отвечает позднеальбскому времени, в центральной части – сеноману, а на востоке – турону, т.е. с разницей до 5–7 млн лет [60]. Этот факт явно противоречит предположению о начале субдукции за счет океанической литосферы Пацифики, учитывая соотношение по нормали между ориентировкой ОЧВП и направлением перемещения океанической плиты Изагаги [1, 14, 84, 107] (рис.2).

Охотоморский супертеррейн

Анализ данных, полученных в начальный период исследований дна Охотского моря преимущественно геофизическими методами и драгированием дна, показал, что, в отличие от окружающих Охотское море орогенных складчатых сооружений окраины Азиатского континента (Сахалин, Камчатка), Охотоморское пространство рассматривалось как Охотская платформа [23, 24, 78].

Исследователи, разработавшие мобилистическую трактовку геологического строения области перехода от Азиатского континента к Тихому океану, рассматривали фундамент Охотского моря как малую литосферную плиту, перемещенную в ее современное положение [11, 33, 83].

Были созданы различные геодинамические модели:

- модель вулканического плато, перемещенного из пространства Пацифики [9];
- модель системы океанических островных дуг, скупленных в пределах Охотоморского пространства в кайнозое [21];
- модель континентального блока, сформированного в позднем триасе–ранней юре в экваториальной зоне Пацифики, дрейфовавшего в сторону Японии и затем занявшего свое современное положение [124].

Современные геофизические данные подтверждают континентальный характер литосферного блока Охотского моря [30, 31, 32, 50, 104, 113]. Тектоническая позиция (пространство и время) формирования Охотоморской плиты рассматривалась в работах [50, 103].

Согласно модели [103] Охотоморская плита (включающая и пространство континентальной коры Камчатки) была сформирована в пределах активной окраины Хангай–Хэнтэйского океана и затем выдавлена на восток при закрытии океана в триасе.

Сущность другой модели [50], состоит в том, что массивы метаморфических пород Камчатки представляют зону раннемеловой коллизии Охотоморского и Укэлайт–Срединно–Камчатского континентальных массивов, которые относятся к фрагментам континентов катазиатского ряда. Они были перемещены в пределы нынешнего Охотско–Камчатско–Корякского региона в течение средне–позднеюрского и мелового времени.

Осадочный чехол. На большей площади Охотоморского континентального блока (далее – Охотоморский блок) мощность осадочного чехла незначительна. Практические сведения по породам осадочного чехла Охотоморского блока собраны в результате драгирования и исследования микропалеонтологических остатков, наиболее информативными из которых были силикофлагелляты, [89]. Осадконакопление в пределах некоторых районов Охотоморского блока началось в позднем олигоцене – 28.2 млн лет назад и вплоть до конца раннего миоцена имело мелководный характер [89].

В среднем и позднем миоцене в период климатического оптимума отмечена трансгрессия и активизация тектонических процессов. Охотоморский блок на протяжении палеогена и, вероятно, мела представлял собой сушу [22, 65, 95], Особое строение характерно для впадин ТИНРО и Дерю-

гина – крупных впадин Охотского моря, которые выполнены мощными толщами осадочных отложений [17, 45].

Несмотря на большие мощности осадочных отложений, существенно превышающих мощности осадков в пределах собственно Охотоморского блока, базальные горизонты отложений в этих впадинах считаются верхнеолигоцен–нижнемиоценовыми, также как на Охотоморском блоке, что, вероятно, должно свидетельствовать об их новообразованной природе.

Фундамент. Кровля акустического фундамента Охотоморского блока совпадает с кровлей консолидированной коры и характеризуется граничными скоростями 5.8–6.4 км/сек, что соответствует метаморфической, возможно, магматической природе фундамента и, более того, есть основания считать, что кровля фундамента имеет гранодиоритовый состав [30, 32, 104, 108].

Особенностью строения земной коры Охотского моря (мощность 25–30 км) также является значительная мощность нижней коры, превышающая мощность верхней коры в 1.5–2 раза [89]. Однако граница Конрада в южной половине Охотоморского блока разделяет почти равные по мощности горизонты верхней и нижней коры, при этом, на севере мощность верхней коры превышает мощность нижней почти в два раза [104].

Мощность литосферы составляет 100 км, что вдвое меньше, чем в краевой части примыкающего Евразийского континента [89]. Электропроводимость в пределах поднятия Института Океанологии в южной части Охотоморского блока определяет мощность литосферы в 65 км, а во впадине Дерюгина – 70 км [66] (рис. 3).

На основе расчетов по геотермическим данным астеносфера расположена в Охотском море на глубине 50–70 км, под Северо–Западной котловиной Тихого океана – на глубине ~100 км [78].

Однако есть представление, что мощность литосферы (~300 км) и характер верхней мантии Охотоморского блока практически идентичен таковым в пределах Евразийского континента [113].

Граница Охотоморского блока с Камчатским определяется по резкой смене граничных скоростей с 5.8–6.4 км/сек, до 5.5 км/сек в краевой части Камчатского шельфа [32]. По интерпретации магнитного и гравитационного полей Западная Камчатка входит в структуру Охотоморского континентального блока [63, 104]. Граница с Евразийским континентом устанавливается по сейсмо–томографическим данным, предполагаю-

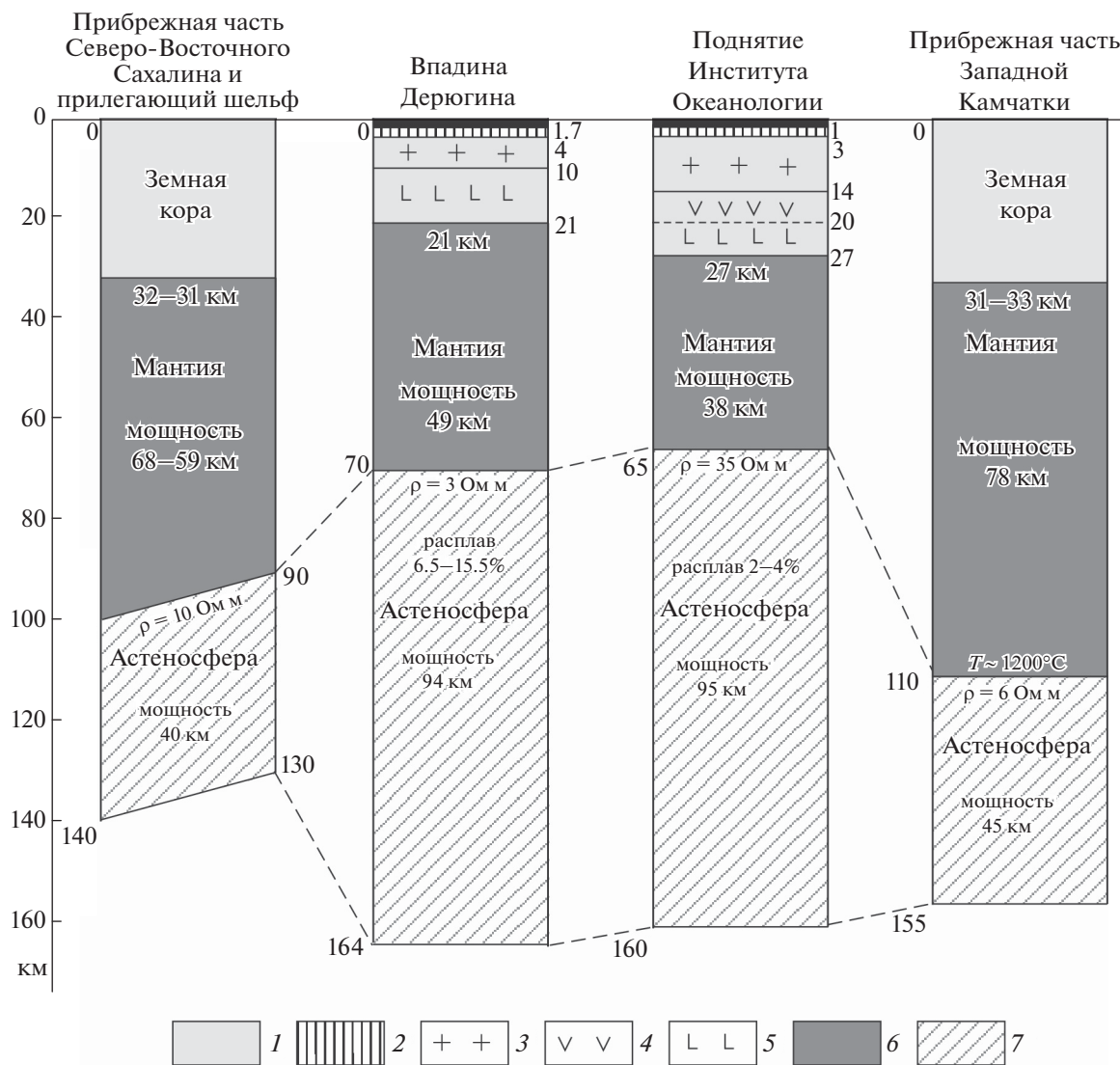


Рис. 3. Строение земной коры и верхней мантии Охотского моря и прибрежных частей Сахалина и Камчатки (по данным [66]).

1 – земная кора; 2–5 – слой: 2 – осадочный, 3 – гранитный, 4 – переходный, 5 – базальтовый; 6 – мантия; 7 – астеносфера

щим наличие субдуцированной океанической литосферы под самой северной частью акватории и под окраиной Азиатского континента [106].

Определение границы Охотоморского блока со складчатой системой Сахалина можно связать с меридиональной зоной мелкофокусной сейсмичности, отмечаемой вблизи границы сахалинского шельфа, и с аналогичной ориентировкой протяженного разлома, который трассируется вплоть до шельфа Азиатского континента [44, 47, 85].

Анализ карты аномального магнитного поля показывает, что акватория Охотского моря, за исключением Южно-Охотской глубоководной котловины,

характеризуется спокойным слабо дифференцированным магнитным полем, резко отличающимся от аномальных магнитных полей как складчатых сооружений о. Сахалина и п-ова Камчатки, так и Азиатского континента, что подчеркивает относительную однородность фундамента Охотоморского континентального блока [47].

Западно-Камчатский супертеррейн

Западно-Камчатский супертеррейн, включающий в себя массив метаморфических пород Среднего хребта (п-ов. Камчатка), характеризуется изменчивой мощностью земной коры, утоняющейся в сторону Охотского моря – от 40–45 км в цен-

тральной части Срединного хребта до 34–35 км у побережья Западной Камчатки. Мощность верхней коры составляет 22–25 км, нижней коры – ~20 км [35, 48, 49, 83]. Как мощность земной коры, так и ее строение вместе с данными изотопных исследований свидетельствуют о континентальной природе Западно-Камчатского супертеррейна [35, 82].

Восточная граница Западно-Камчатского супертеррейна скрыта под аллохтонными террейнами аккрецированной верхнемеловой–палеоценовой Восточно-Камчатской (Валагинской) островной дуги. Западная Камчатка географически и как самостоятельная структурная единица смыкается на севере с областью Камчатского перешейка. Границей между ними для кайнозойского и поздне-мелового времени является Палано-Командорская (Палано-Озерновская) зона поперечных дислокаций или совпадающий с ней предполагаемый крупный поперечный сдвиг [4, 11, 22].

Исходя из тектонического соотношения структурно-вещественных комплексов Западно-Камчатского супертеррейна, нами выделены (рис. 4):

- относительный автохтон (терригенный кихчикский террейн);
- аллохтонный вулканогенный ирунейский комплекс (террейн);
- экзотический долиненский базальтовый (по геофизическим данным);
- терригенный омгонский террейн.

Относительный автохтон. Относительным автохтоном могут считаться верхнемеловые терригенные, мета терригенные и метаморфические толщи, распространенные в области южных и западных склонов Срединного хребта, к западу от главного Камчатского разлома [81, 82].

Метаморфические толщи колпаковской и камчатской серий являются аналогами неметаморфизованной терригенной кихчикской серии, возраст которой определяется от альба до среднего кампана, а малкинская серия представляет собой аналог метаморфизованного аккрецированного островодужного террейна Олюторско-Восточно-Камчатской дуги [36, 62, 72, 82, 107].

В состав относительного автохтона Срединного хребта входят колпаковские гнейсы и мигматиты с наиболее молодой популяцией обломочного циркона с возрастом 85 млн лет, а также группы зерен циркона, имеющие протерозойский возраст ~ 1859 млн лет [71, 107].

Крутогоровские граниты, прорывающие колпаковские гнейсы с магматическими цирконами, имеют возраст 76–83 млн лет [46, 73]. Граниты

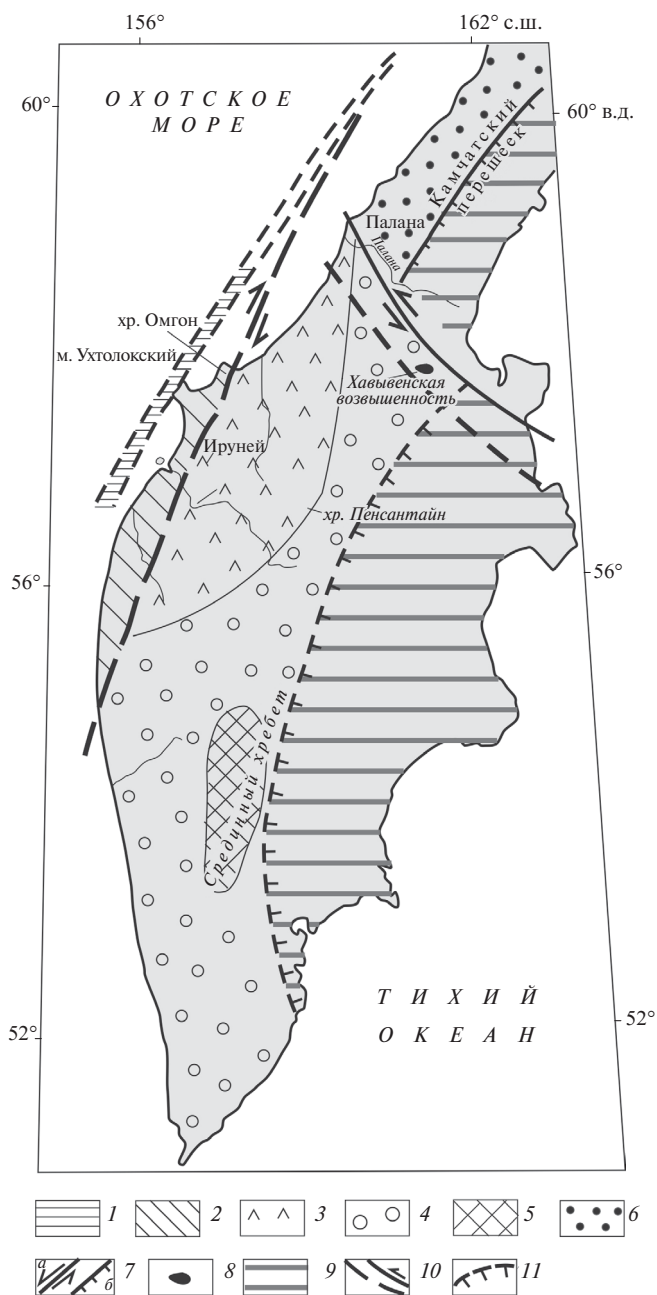


Рис. 4. Карта-схема распространения меловых структурно-вещественных комплексов Западной Камчатки в позднем маастрихте (по данным [35, 48, 49, 83]).

1–4 – структурно-вещественные комплексы: 1 – долиненский позднеюрско–раннемеловой кремнисто-базальтовый; 2 – Омгонский терригенный альб–кампанский, 3 – Ирунейский вулканогенно-кремнистый альб–турон–раннемаастрихтский, 4 – Кихчикский терригенный альб–раннекампанский; 5 – гранитизированные толщи Кихчикского комплекса; 6 – лесновский кампан–раннеэоценовый флишевый комплекс; 7 – разломы: а – сдвиги, б – надвиги; 8 – поздне-меловые ультрамафиты Хавывенской возвышенности; 9 – аккреционная область Восточной Камчатки; 10 – Палано-Озерновская зона; 11 – граница аккреционной области Восточной Камчатки

несогласно перекрыты серией камчатских сланцев с конгломератами в основании. Наиболее молодая популяция цирконов в камчатской серии датируется палеоценом [72].

Изотопно-геохимические исследования пород колпаковской, камчатской и кихчикской серий, а также ганальской серии Ганальского поднятия Восточной Камчатки показали геохимическое сходство источников сноса, за счет которых происходило формирование терригенных толщ [38, 39]. Время внедрения крутогоровских гранитов [73, 81] в отложения кихчикской серии в среднем кампане коррелируется с данными [102], свидетельствующими о метаморфическом событии, которое датируется временем обрастания (77 млн лет) более древних обломочных ядер циркона.

Полагаем, что возраст крутогоровских гранитов и обрастание древних ядер цирконов дают основание предполагать, что гранитизация в среднем кампане сопровождалась и тектонической перестройкой с существенными деформациями [30]. Об этом также свидетельствует появление в колпаковской свите будин гнейсов основного состава, возраст которых определен Sm/Nd методом — 966 ± 43 млн лет [37]. Время проявления этих событий (крутогоровские граниты, обрастание древних ядер цирконов) определенно совпадает с завершением надсубдукционного вулканизма в Охотско-Чукотском поясе [60].

Граувакковый состав терригенных отложений и возраст содержащихся в них обломочных цирконов дают основание для определения источников сноса и их возраста (архейского [102] и раннепротерозойского [107]) для терригенных и метаморфических (за счет терригенных) толщ автохтона.

Аллохтонный позднемиоценовый вулканогенный Ирунейский террейн. Структурно-вещественные ассоциации ирунейского террейна обнажены в тектонических и эрозионных окнах в центральной области Западно-Камчатского супертеррейна [81]. Ранее вулканогенно-осадочные толщ были выделены как ирунейская свита сантон–кампанского возраста, представляющая собой фрагменты позднемиоценовой островной дуги [79, 96]. Позднее в одном образце из кремнисто-туфогенной толщи ирунейской свиты были определены планктонные фораминиферы и комплекс радиолярий коньякского яруса [16].

Вулканические толщ образованы почти исключительно мелкообломочными продуктами пирокластических выбросов преимущественно

дацит-риолитового состава. Они относятся к известково-щелочной серии и, предположительно, могут рассматриваться как производные коровых расплавов. По геохимическим характеристикам они близки к кислым породам островных дуг с увеличенной мощностью коры [79].

Эти данные позволяют считать, что Ирунейская островная дуга находилась вблизи Камчатского континентального блока. К этому вулканогенному террейну, вероятно, принадлежат динамометаморфизованные туфогенно-осадочные породы хребта Пенсантайн [5]. Данные определения возраста наиболее молодой популяции обломочных цирконов из метатифов и метатифитов хребта Пенсантайн методом U–Pb SHRIMP показывают 90–100 млн лет [5].

В связи с этим, начало формирования вулканогенного террейна может относиться к концу альба–турону. Среди обломочных цирконов определены популяции возрастных групп 1.6–1.8 и 2.6 млрд лет [82]. Эти данные сопоставимы с результатами, полученными по терригенным комплексам Срединного хребта и, в определенной мере, поддерживают представление о близости формирования вулканической дуги к Западно-Камчатскому континентальному блоку.

Поскольку земная кора Западной Камчатки принадлежит континентальному типу, то ирунейские вулканогенные толщ имеют аллохтонное положение [30, 48, 50, 79, 94, 96]. Событие их перемещения в зону континентальной коры Западной Камчатки определяется интервалом времени между завершением вулканической деятельности в раннем маастрихте и «запечатыванием» вулканогенных толщ автохтонными палеоценовыми молассами хулгунской свиты [29].

Аллохтонный позднемиоценовый Омгонский терригенный террейн. Толщ осадочных пород хребта Омгон были выделены в качестве омгонской серии, возраст которой определен по палеонтологическим остаткам (альб–сеноман и турон–кампан), серия подразделяется на две части [10, 20, 57, 72]:

- нижняя (альб–сеноман) по литологическим характеристикам и характерным фаунистическим остаткам, свидетельствующим о мелководных и паралических условиях осадконакопления;

- верхняя (турон–кампан) формировалась в аналогичных условиях осадконакопления.

В породах омгонской серии отсутствует туфовый материал, песчаники имеют кварцевый полевой шпат или полевой шпат–кварцевый состав [26].

Возраст обломочных цирконов в породах рассматриваемой серии определен U–Pb SHRIMP методом, и разделяется на следующие группы с возрастом [26]:

- 3600–3350 млн лет;
- 2750–2270 млн лет;
- 1970–1540;
- 310–250 млн лет.

Это позволяет предположить размыв нижнеархейских и нижнепротерозойских комплексов.

Особенностью альб–кампанских терригенных толщ омгонского террейна является присутствие в данных толщах блоков среднеюрско–раннемеловых кремнисто-вулканогенных образований (долинский комплекс [8, 26]), ограниченных тектоническими контактами, подушечные базальты, которые наиболее близки к океаническим базальтам типа N-MORB [10, 12, 16].

Толщи Омгонского комплекса распространены только на побережье Западной Камчатки параллельно береговой линии полуострова. С востока узкая полоса их развития ограничивается протяженным разломом, в южной части которого установлены выходы меланжа включающего мантийные ультрамафиты, что позволяет предполагать трансформную природу этого разлома [42]. Время перемещения можно оценить по модельному возрасту мантийных пикритов из зоны разлома, который определен в 75 млн лет, что соответствует второй половине кампана [42].

Сопоставляя эти данные со временем завершения осадконакопления омгонской серии (кампан), мы можем подтвердить представление о перемещении омгонского блока в маастрихте.

Учичхильский супертеррейн

Учичхильский супертеррейн подразделяется на два субтеррейна (рис. 5):

- одноименный Учичхильский;
- Лесновско-Укэляятский.

Учичхильский субтеррейн. Он расположен на севере провинции, где развиты отложения пааваямской свиты сантон–кампанского возраста, в основании которой отмечаются конгломераты с гальками вулканических пород самого различного состава, также как биотитовых гранитов и биотитовых гнейсов. В вышележащем разрезе преобладают терригенные породы с отдельными прослоями вулканитов кислого и среднего состава. Возраст определен по фауне как сантон–кампанский [3, 94].

Пааваямская свита несогласно перекрывается терригенными и туфо-терригенными отложениями

важваямской свиты позднекампанского возраста. Верхнемеловой разрез завершается терригенными без туфогенной примеси отложениями маастрихтского возраста (импенвеемская свита) с конгломератами, содержащими гальки кислых вулканитов, двуслюдяных гранитов, гранофилов, хлорит-кремнистых сланцев.

Маастрихтский возраст определяется по обильной фауне иноцерамид и аммонитов. Маастрихтская толща Учичхильского субтеррейна трансгрессивно с угловым несогласием перекрывается конгломератами и песчаниками палеоцена. Учичхильский субтеррейн имеет веерообразное строение, хотя направление структур является субмеридиональным, контрастным по отношению к широтно-дугообразным структурам Лесновско-Укэляятского субтеррейна.

Подобное куполообразное строение объясняется глубинным фактором – повышенной до 40 км мощностью земной коры, фиксируемой учичхильским гравитационным минимумом [3].

Лесновско-Укэляятский субтеррейн. Этот субтеррейн протягивается более, чем на 500 км. [71, 94, 96]. Его субширотные складчатые и разрывные структуры параллельны надвиговой границе вулканогенно-кремнистых толщ аккретированной Олюторской островодужной системы. Флишеидную толщу осадочных пород этого субтеррейна, характеризует относительное однообразие кварц-полевошпатового состава песчаников, что отличает их от полимиктовых с примесью туфогенного материала песчаников учичхильского субтеррейна. Важным отличием является также практически полное отсутствие макрофаунистических остатков.

Судя по определениям комплексов бентосных фораминифер все лесновско-укэляятские толщи формировались в кампан–маастрихтское время, т.е. почти одновременно с учичхильскими, что дает основание предполагать различные источники питания для формирования этих разновозрастных осадочных толщ. Определение возраста обломочных цирконов из укэляятской толщи показывает низкое, относительно равномерное, распределение датировок от 50 до 500 млн лет и затем значительный пик с возрастом 1800–2000 млн лет [107].

Трансмеловая–палеогеновая Палано-Озерновская трансформная зона

Эта зона разделяет Западно-Камчатский и Учичхильский супертеррейны. Геологический характер этой границы определяется коренным различием в глубинном строении этих супертеррейнов,

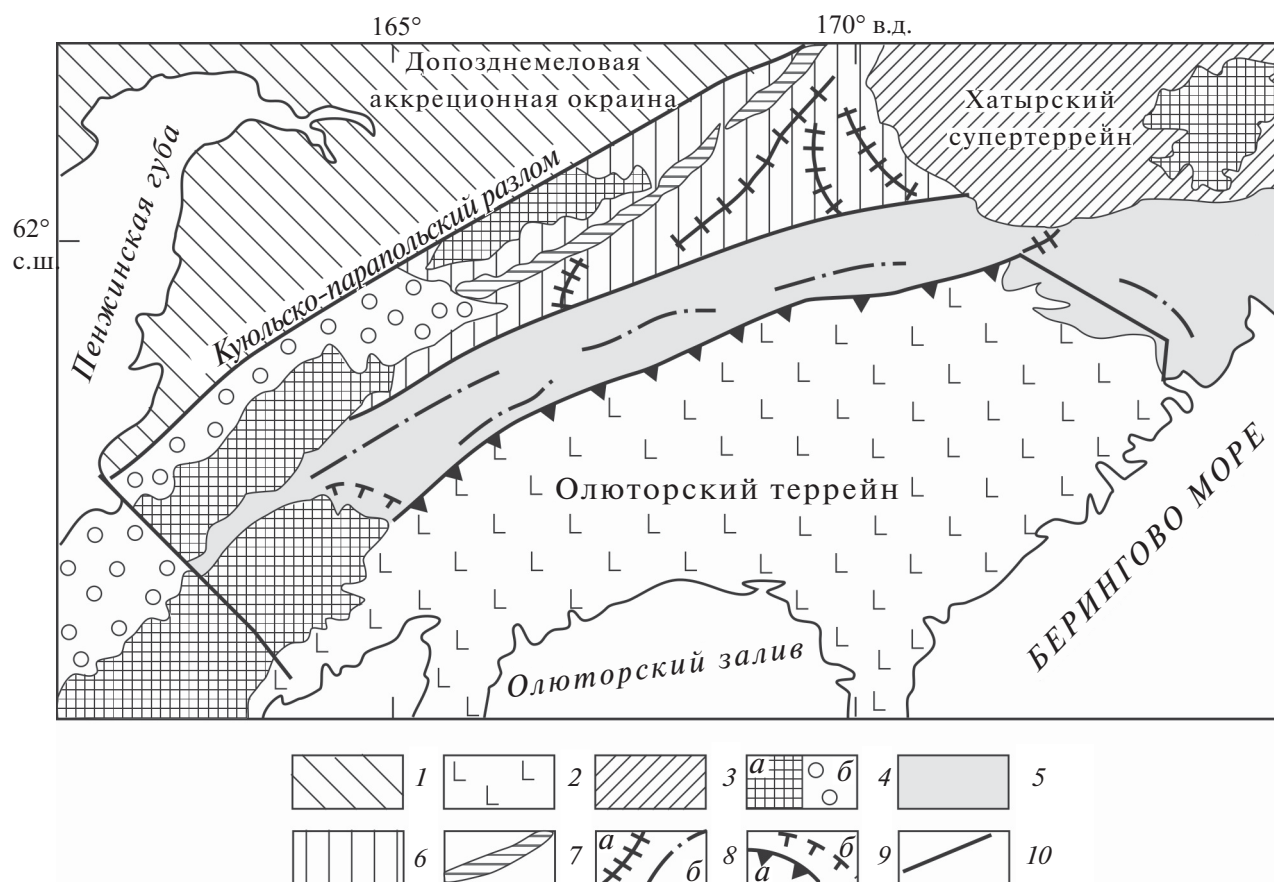


Рис. 5. Схема расположения и взаимоотношений Учихихильского и Укэлятского субтеррейнов Учихихильского супертеррейна (по данным [51, 93]).

1 – до-поздне меловая аккреционная окраина северо-востока Евразии; 2 – внутриокеанический островодужный Олюторский террейн; 3 – Хатырский юрско–меловой супертеррейн; 4 – кроющие комплексы (палеоген, неоген): а – вулканогенные, б – осадочные; 5 – Укэлятский субтеррейн (кампан–маастрихт); 6 – Учихихильский субтеррейн мелководные осадочные толщи (сантон–кампан); 7 – эссоевские фации Учихихильского субтеррейна; 8 – структуры: а – антиклинальные, б – синклинали; 9 – надвиги: а – Олюторский установленный, б – предполагаемые; 10 – разломы не дифференцированные

что проявилось в последующей истории, отраженной в коллизионном типе аккреции Валагинского островодужного террейна в Западно-Камчатской провинции и чешуйчатом типе аккреции Олюторского террейна в Учихихильского супертеррейна.

Рассматриваемую зону можно совмещать с выделявшейся ранее Командоро-Паланской (Паланно-Озерновской) зоной поперечных дислокаций, хотя последние отмечают относительно поздние кайнозойские деформации, которые, вероятно, по направлению совпали с трансформной границей, существовавшей в меловое время и в первой половине кайнозоя [11, 25, 51, 53].

Подтверждение существования этой границы на глубинном уровне отражено поперечной зоной уменьшения мощности земной коры до 28–25 км. Ширина этой зоны между ограничивающими ее

глубинными разломами составляет первые десятки километров [51, 53]. Факт существования фрагментов этой долгоживущей зоны, представляют выходы олистостромы (или тектонического меланжа) на побережье к северу от устья реки Палана, включающих блоки и глыбы кремнистых пород киммеридж–раннетитонского, альб–сеноманского, коньяк–кампанского и кампан–маастрихтского возраста [40].

К юго-востоку эта граница прослеживается к Хавывенской возвышенности, где среди метаморфических толщ известны тела мантийных серпентинизированных ультрамафитов, возраст цирконов которых определяется U–Pb SHRIMP методом в 100–70 млн лет [80]. Таким образом, подтверждается как литосферный характер границы, так и ее существование в меловое время.

Супертеррейн Северной Корякии

Сочетание разнотипных и разновозрастных (юрско—нижнемеловых) террейнов со сложной, часто хаотичной, структурой сформировало пакеты тектонических покровов в регионе Северной Корякии. До появления комплекса Северо-Корякских террейнов к окраинным частям континента в конце раннего мела были аккретированы островодужные системы [13, 54, 58, 68, 112]:

– Кони–Тайгоноская (поздний палеозой—ранний мезозой);

– Удско–Мургальская (средняя юра—нижний мел).

Кони–Тайгоноская и Удско–Мургальская островодужные системы по своему происхождению, несомненно, являлись надсубдукционными структурами Палеоокеана и не относятся к супертеррейну Северной Корякии. Границей между этими тектоническими областями является левосторонний сдвиг (по геофизическим данным [104]).

В строении супертеррейна Северной Корякии участвуют два составных террейна [69, 70]:

– Майницкий;

– Хатырский.

Они сложены тектоническими блоками комплексов пород венда, позднего палеозоя, триаса, юры, неокома и были сформированы в океанических, островодужных и окраинноморских обстановках [54, 68, 112].

Майницкий составной террейн. Этот террейн сложен тремя субтеррейнами, сочлененными по крупным сдвигам [76]:

– Тополевский;

– Эльгеваямский;

– Тамватнейский.

Тополевский субтеррейн образует северо-западную часть Майницкого составного террейна, представлен пакетом тектонических чешуй офиолитов, кремнисто-базальтовых, бонинитовых и туфотерригенных толщ, датируемых средней юрой—готеривом.

Эльгеваямский субтеррейн сложен интенсивно измененными, цеолитизированными терригенными толщами киммериджа—готерива. В этом матриксе расположены крупные блоки крайне истощенных мантийных тектонитов — гарцбургитов, дунитов, а также вулканических, осадочных и плутонических пород верхнего триаса—нижней юры. Основным компонентом этой мозаики разнородных фрагментов являются полосы серпентинитовых меланжей, включающих блоки пород

офиолитов и известняков верхнего палеозоя—нижнего мезозоя, содержащих фауну тетического происхождения [70, 117].

Тамватнейский субтеррейн, образует северную часть Майницкого террейна [55, 101], это крупный массив (36—13 км) офиолитов лерцолитового типа, обычно представляющих собой фрагменты литосферы океанического типа бассейнов, формировавшихся в энсиалических обстановках зон развития транскуррентных структур [55, 100].

Для Тамватнейского субтеррейна характерно отсутствие меланжей, олистостром и других элементов покровной структуры — это свидетельствует о квази-автохтонности обстановки формирования субтеррейна, отсутствии связи с аккреционной призмой [103]. Офиолиты Тамватнея немного моложе остальных северо-корякских офиолитов, они датируются валанжином—аптом [56]. Особенности состава, строения и датировки позволяют предполагать формирование тамватнейских офиолитов в центре медленного (крайне медленного) спрединга, подчиненного границе скольжения.

Хатырский составной террейн. В его строении выделяются два субтеррейна [13, 27]:

– Эконайский;

– Янранайский.

Эконайский субтеррейн (аккреционный клин с офиолитами) представлен мощным пакетом тектонических покровов. Нижние покровы это — фрагменты океанической коры, осадочные породы которой датированы карбоном, пермью, триасом, юрой и иногда содержат остатки фауны тетического происхождения [69]. Протяженные полосы серпентинитового меланжа содержат, помимо прочего, глыбы метаморфических пород зеленосланцевой фации поздне-неопротерозойского возраста [68].

Янранайский субтеррейн (нижний элемент Хатырского террейна) интерпретируется как фрагмент позднеюрской—меловой аккреционной призмы. Верхний комплекс покровных элементов субтеррейна сложен абиссальной ассоциацией океанической коры, с базальтами MORB-типа, датированной титомом, берриасом, валанжином; ниже расположены тектонические пластины главным образом осадочных пород верхнемелового возраста.

Тектонические структуры террейнов Северной Корякии дискордантны относительно структурного плана Удско-Мургальской аккретированной вулканической дуги. Наиболее крупные зоны разломов и серпентинитовых меланжей простираются в близко широтном направлении. Южный край

Эконайского террейна надвинут на терригенные комплексы Учхичхильского террейна с континентальным фундаментом.

Эти особенности, а также наличие пород с фаунистическими остатками тетического происхождения, позволяют предполагать чужеродность Северо-Корякских террейнов относительно смежных в настоящее время структур Кони-Тайгоносской и Удско-Мургальской вулканических дуг.

Существуют условия, которые обычно не учитываются при реконструкции происхождения Северо-Корякских террейнов из пределов Пацифики и, в определенной мере, затрудняют такие реконструкции.

- В выделяемых террейнах существенный объем составляют надсубдукционные структурно-вещественные комплексы, формировавшиеся в юрско–раннемеловое время, т.е. одновременно с комплексами Удско-Мургальской островодужной системы, аккрезированной к континенту в раннебарремское время. Этот факт должен предполагать существование самостоятельного океанического бассейна между Удско-Мургальской дугой и областью формирования Северо-Корякских террейнов.

- Присутствие среди юрско–раннемеловых образований, прямо или опосредованно связанных с геодинамикой океана, блоков пород верхнего палеозоя и нижнего мезозоя, которые по своей литологии, скорее всего, являются фрагментами возможных складчатых зон, существование которых в пределах Пацифики пока не выявлено.

Комплекс террейнов Северной Кореи включает разнородные по геодинамической природе, возрасту, вещественным ассоциациям образования окраинноморской и островодужной природы, которые могли принадлежать внутренним и окраинным фрагментам закрывавшегося в раннем мелу Монголо-Охотского океана [93].

Полностью синхронно с периодом вулканизма ОЧВП в юрско–раннемеловых террейнах Северной Кореи, включавших крупные блоки палеозойских образований, происходило накопление терригенных толщ от позднего альба по кампана, подобные образования известны [19, 28, 34, 59]:

- на правобережье р. Анадырь (вторая половина сеномана и начало турона);
- западный борт Пенжинского прогиба (средний сеноман, поздний турон и ранний сенон);
- в хребте Пекульней (коньяк);
- в моноклиальной структуре бухты Угольной (конец альба, сеноман, низы турона);

– в Пенжинской депрессии (верхний мел, включая верхний альб).

Таким образом, существенная часть провинции террейнов Северной Кореи юры–раннего мела несогласно перекрывается верхнемеловыми отложениями, сформированными в мелководных, паралических и иногда – в континентальных условиях синхронно с вулканогенными толщами ОЧВП.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В современной структуре Евразийской окраины совмещены верхнемеловые надсубдукционные вулканогенные образования:

- окраинно континентальный Охотско-Чукотский вулканогенный пояс;
- Валагинский и Олюторский сегменты аккрезированной Немуро-Олюторской внутриокеанической островодужной системы.

В большинстве первоначальных палео-геодинамических реконструкций предполагается, что процесс субдукции океанической литосферы Пацифики под Немуро-Олюторскую дугу начинался после завершения надсубдукционного вулканизма в Охотско-Чукотском поясе, тем более что в начальные годы исследований возраст островодужных толщ по палеонтологическим определениям не опускался ниже кампана [19, 96].

Позднее, по микропалеонтологическим данным был обоснован коньяк–сантонский возраст островодужных толщ террейнов Камчатки и возникла проблема частичной одновременности надсубдукционного вулканизма на окраине континента (ОЧВП) и в удаленной от континента внутриокеанической Немуро-Олюторской островной дуге [91].

Данные о присутствии в образованиях Олюторского островодужного террейна тектонических окон и чешуй, сложенных базальтовыми толщами окраинноморской природы, наиболее древние из которых датируются альбом–туроном (Гытгынский комплекс), а более молодые определяются как сеноман–туронские (оз. Эпильчик), позволяют соотнести их с образованиями до-дугового спрединга, как это доказывается для геодинамической эволюции Идзу–Бонин–Марианской островодужной системы [19, 119, 120].

Продолжительность до дугового этапа субдукции и до начала формирования ранней дуги в Идзу–Бонин–Марианской островодужной системе оценивается в 10 млн лет, что также соответствует времени между началом субдукции (альб) и появлением ранних островодужных вулканитов

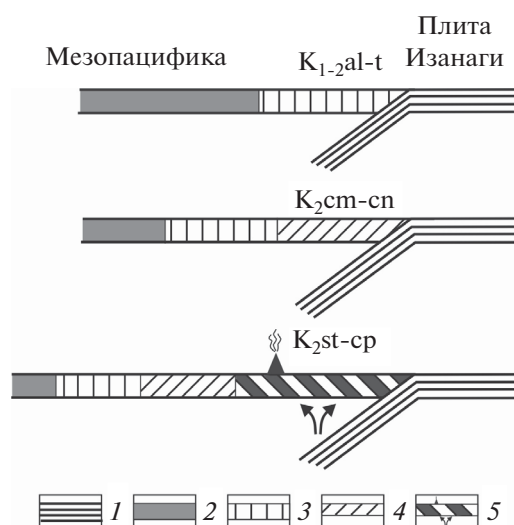


Рис. 6. Схема этапов развития окраинного бассейна Олюторской островодужной системы.

1 — плита Изагаги; 2 — океаническая литосфера Мезопацифики; 3–5 — разновозрастные фрагменты окраинного бассейна: 3 — до-дуговой Гытгынский (альб-турон), 4 — переходный Эпильчикский (сеноман-ранний коньяк), 5 — островодужный Ничакваямский (поздний сантон-ранний кампан)

в Олюторской системе (коньяк). Развитие тылового спредингового бассейна продолжалось и позже в течение формирования островной дуги, что доказывается обнаружением базальтов окраинно-морской природы (рис.6):

- турон-коньяк (бухта Анастасия);
- поздний сантон-ранний кампан (р. Ничакваям).

Таким образом, расширение Пацифики с альбского времени и далее — в позднем мелу компенсировалось началом субдукции под Немуро-Олюторскую внутриокеаническую островодужную систему.

Немуро-Олюторская островодужная система отгораживала континент от Мезопацифики, что противоречит установившемуся представлению о поглощении плит Пацифики под Азиатской окраиной с формированием ОЧВП [1, 84], при этом не имеется данных о существовании океанического бассейна, кора которого поглощалась под окраиной Евразийского континента. Кроме этого, континентальная природа Охотоморского супертеррейна при расстоянии >1000 км от его южной границы до позднемелового вулканического фронта ОЧВП делают маловероятным предположение о субдукции океанической коры под континентальную кору Охотоморского супертеррейна [51, 104, 113].

Это также позволяет предполагать, что ранее существовал бассейн с океанической корой между Евразийским континентом и Охотоморским континентальным супертеррейном, при этом океаническая кора погружалась под континентальную окраину [105]. Это подтверждается сейсмо-томографическими исследованиями и протяженными интенсивными магнитными аномалиями и гравитационными ступенями вдоль северной кромки Евразийского шельфа от Джугджурского сектора через Магаданский и Кони-Тайгоносский вплоть до устья р. Пенжины [47, 106]. Этим аномалиям соответствует выявленное на сейсмическом профиле тело высокоскоростных образований, вероятно, связанных с глубинным подъемом ультрамафитов [43].

Строение земной коры на севере Корякского региона показывает зону подъема границы Мохо, что может быть интерпретировано, как остаточная структура литосферы после закрытия Охотско-Пенжинско-Анадырского бассейна с океанической корой [50, 52].

С учетом установленного угла наклона зоны субдукции под ОЧВП [85] нами было рассчитано сопровождавшее эту зону положение глубоководного желоба, которое совпадает с зоной подъема границы Мохо. Существование бассейна с океанической корой между ОЧВП и Западно-Камчатской провинцией с континентальным типом коры подтверждают также петролого-геохимические данные о надсубдукционной природе верхнемелового аллохтонного вулканогенного террейна Западной Камчатки [53, 79].

Перемещение Северо-Корякских аллохтонов и обрамляющей их с юга Учхичхильской провинции с континентальным фундаментом, также как континентальной коры Западной Камчатки и Охотоморского супертеррейна происходило, вероятно, в раннем мелу из области восточной части закрывавшегося Монголо-Охотского океана на северо-восток вдоль юго-восточной окраины Евразийского континента. Вероятным результатом процесса выскальзывания террейнов различной природы из краевых и центральных частей закрывавшегося Монголо-Охотского океана могло быть раскрытие новообразованного океанического бассейна вдоль сдвига, ограничивавшего с севера и северо-востока перемещение системы обсуждаемых аллохтонов так, как это отмечается в других районах мира [99, 109, 111, 114, 121].

Последовательное, постепенное раскрытие подобного бассейна типа пулл-апарт в направлении

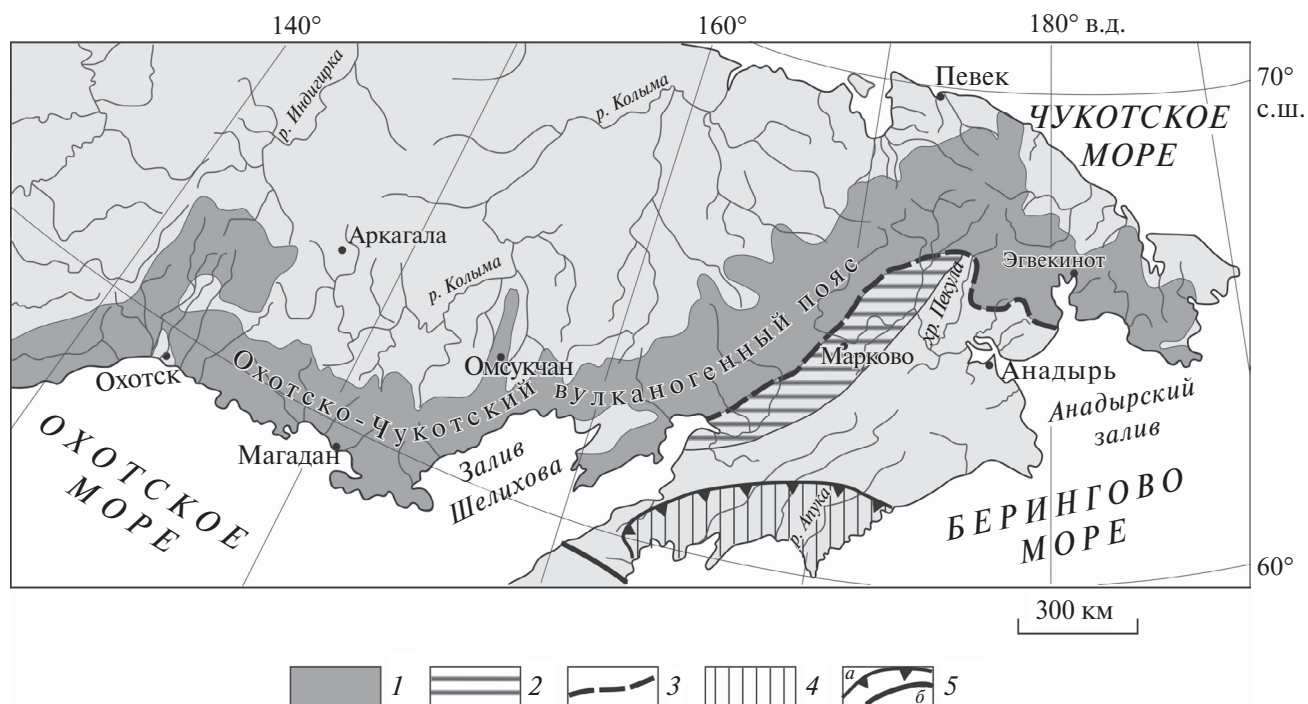


Рис. 7. Граница распространения Охотско-Чукотских и Пенжинских верхнемеловых флористических комплексов (по данным [96]).

1–2 – область распространения флористических комплексов: 1 – Охотско-Чукотская, 2 – Пенжинская; 3 – граница распространения различных флористических комплексов; 4 – аккрецированный Олюторский островодужный террейн; 5 – разрывы: а – надвиги, б – разломы

с юго-запада на северо-восток в условиях транстензии, объясняет установленную закономерность запаздывания начала надсубдукционного вулканизма в зоне ОЧВП в том же направлении [60, 123].

Положение позднемеловых аллохтонных вулканогенных террейнов только в пределах Западно-Камчатской провинции до трансформной Палано-Озерновской зоны на востоке свидетельствует о том, что малый океанический бассейн также разделялся трансформным разломом. Левосторонний сдвиг, отделяющий современные структуры Евразийского континента с ОЧВП от Пенжинского прогиба (террейны Северной Корякии), формировался в процессе закрытия Охотско-Пенжинско-Анадырского бассейна типа пулл-апарт, что подчеркивается различием позднемеловых флористических комплексов [97, 104] (рис. 7).

Перемещение по левосторонним сдвигам, возможно, прослеживается и кайнозой, примером чему является крупнейший Березовский сдвиг, рассекающий весь супертеррейн Северной Корякии с юго-запада на северо-восток и выраженный в современном рельефе [28].

В позднем маастрихте было завершено формирование структурно-вещественных комплек-

сов, определявших геодинамическую природу во всех выделенных тектонических супертеррейнах. Стационарная континентальная окраина маркировалась недислоцированными «верхними базальтами», перекрывавшими ОЧВП [98], и, вероятно, определяла обстановку растяжения после коллизионного этапа, начавшегося при закрытии малого океанического бассейна.

Охотоморский супертеррейн с континентальной литосферой уменьшенной мощности и неоднородным строением мантии как наиболее крупная и монолитная структура, нарастившая континентальную окраину, представляла собой сушу [22, 65, 77, 95]. Скоростные характеристики сейсмических волн акустического фундамента Охотоморского супертеррейна соответствуют магматическим породам кислого состава, которые в результате эрозии могут быть источником преимущественно аркозовых (кварц-полевой шпат и полевой шпат-кварцевых) терригенных толщ [31, 108, 113].

Если для супертеррейна Северной Корякии, так же как для Охотоморского супертеррейна, имеются доказательства их приращения к стабильной континентальной окраине [93, 116], то положение Западно-Камчатской провинции с континенталь-

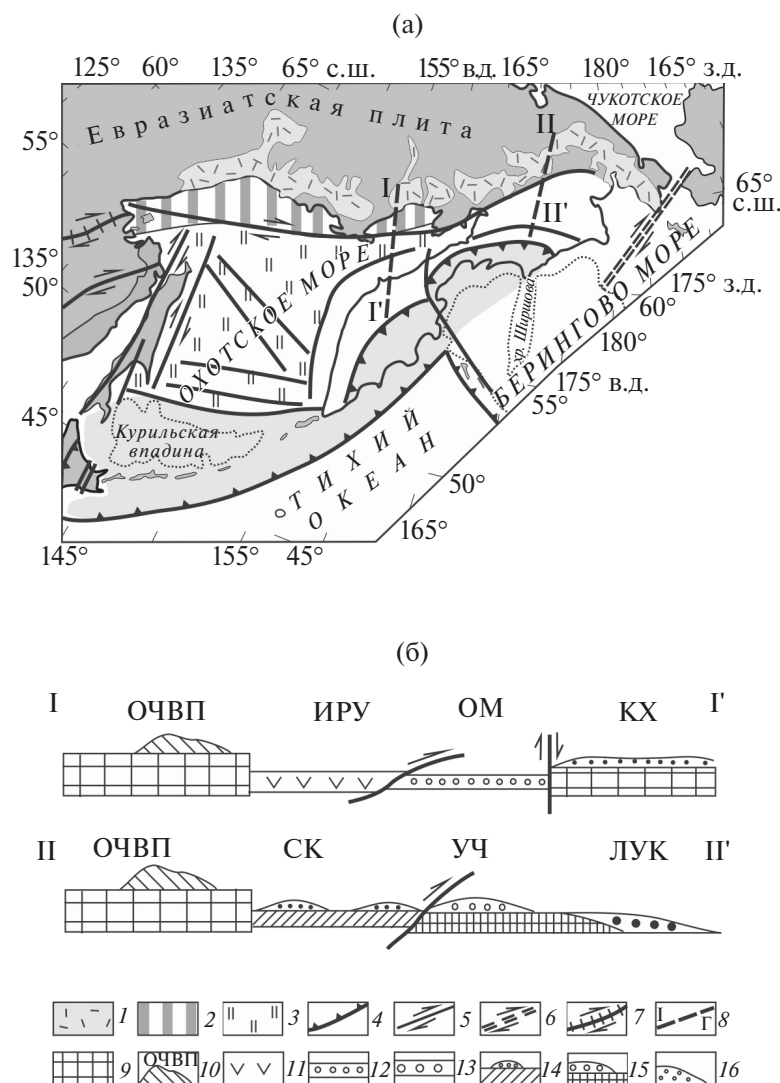


Рис. 8. Карта-схема латеральных рядов маастрихтской окраины Евразии к юго-западу и северо-востоку от транслитосферной Палано-Озерновской зоны.

(а) — карта; (б) — профили I—I', II—II'.

Обозначено: ОЧВП — Охотско-Чукотский вулканический пояс; ИРУ — Ирунейский вулканогенный террейн; ОМ — Омгонский терригенный террейн; КХ — кихчикский относительный автохтон; СК — Северо-Корякские юрско-нижнемеловые террейны; УЧ — учихихильские образования на кристаллическом фундаменте; ЛУК — кампан-маастрихтский Лесновско-Укэляятский флишеидный комплекс.

1 — континентальная кора Евразии; 2 — континентальная кора Евразии под уровнем моря; 3 — Охотоморский супертеррейн; 4 — надвижки; 5 — сдвиги; 6 — позднемеловая трансформная граница Евразийской и Северо-Американской литосферных плит; 7 — Монголо-Охотская сутура; 8 — линии профилей; 9 — континентальная кора Евразии; 10 — Охотско-Чукотский вулканический пояс; 11–13 — террейны: 11 — Ирунейский островодужный, 12 — Омгонский, 13 — Кихчикский; 14 — кроющие верхнемеловые толщи Северо-Корякского супертеррейна; 15 — сантон-кампанские отложения на фундаменте Уччихихильского супертеррейна; 16 — лесновско-укэляятский флиш

ной корой остается не выясненным. Считается, что терригенный, в различной степени метаморфизованный (в центральной части Срединного хребта — до степени гранито-гнейсов) относительный автохтон (кихчикский комплекс) формировался от конца раннего мела вплоть до середины кампана, когда произошла существенная перестройка с не-

согласным перекрытием нижележащих толщ и внедрением кругогоровских гранитов (83–76 млн лет).

Мощность толщ кихчикского комплекса определяется условно и не превышает 3–5 км. По геофизическим критериям (плотность, скорость прохождения сейсмических волн) гранито-гнейсовый слой земной коры в зоне Срединного хребта

Камчатки определяет положение кровли гранито-гнейсового слоя (верхней коры), мощность которого составляет ~16–18 км.

В южной части Срединного хребта, где развиты слабо метаморфизованные терригенные толщи кихчикского террейна, геологических материалов о подстилающих его образованиях не имеется, однако по геофизическим данным кровля базитового слоя нижней коры ориентировочно залегает на глубине ~20 км [67]. Это обстоятельство позволяет предполагать, что слабо метаморфизованные толщи кихчикского террейна залегают на древнем фундаменте. Тем не менее, существует представление о том, что кихчикский террен представляет собой аккреционную призму [73, 81, 107], но без указания субдукционной структуры, к которой эта призма относится.

На активной окраине северо-востока Евразии в позднем мелу формировались (рис. 8):

- на Евразийском континенте – вулканогенные образования ОЧВП;

- в Западно-Камчатском супертеррейне – (с северо-запада на юго-восток) Ирунейский вулканогенный террейн, омгонский терригенный террейн и Западно-Камчатский (кихчикский) метатерригенный и терригенный террейны;

- в Северо-Корякском супертеррейне – верхнемеловые отложения на юрско–нижнемеловых террейнах;

- в Учхичхильском супертеррейне – сантон–кампанские терригенные отложения на кристаллическом фундаменте и кампан–маастрихтские лесновско–укэлятские флишеидные толщи.

Принимая представление о перемещении Северо-Корякских террейнов за счет процессов тектоники выскальзывания, в связи с малой вероятностью их формирования и движения из пространств Пацифики [93], мы применяем эту идею перемещения и к террейнам континентальной коры – Охотоморскому супертеррейну, фундаменту Западной Камчатки и Учхичхильскому супертеррейну.

Перечисленные континентальные массивы с еще меньшей вероятностью могли быть образованы в океанических плитах Пацифики, в связи с чем наиболее вероятно они могли образоваться в местах разрушенных континентальных окраин Монголо-Охотского океана, оторванные фрагменты которых выскальзывают, перемещаясь так же, как образования Северо-Корякских террейнов в апте [93] (рис. 9, рис. 10).

Однако при возможном сходстве геодинамической эволюции, определяемой выдавливанием

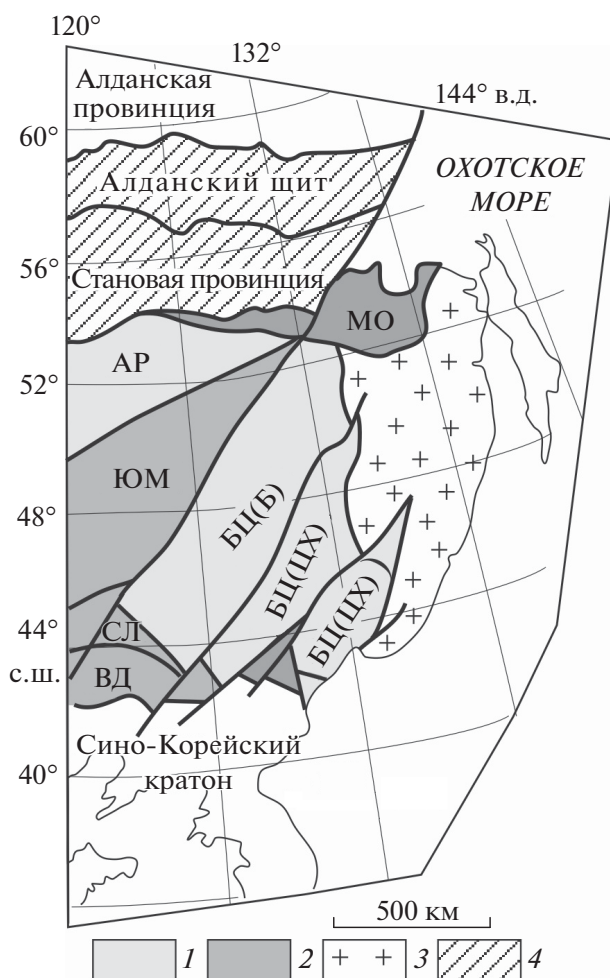


Рис. 9. Тектоническая схема восточного Приохотского региона (по данным [61, 64, 74]).

Супертеррейны: АР – Аргунский; БЦ – Буреинско-Цямусинский; БЦ(Б) – Буреинский; БЦ(ЦХ) – Цямуси-Ханкайский;

Складчатые пояса: ЮМ – Южно-Монгольский; СЛ – Солонкерский; ВД – Вундурмиао, МО – Монголо-Охотский;

1 – докембрийские супертеррейны; 2 – палеозойско-раннемезозойские складчатые пояса; 3 – позднеюрско-раннемеловые орогенные пояса; 4 – Алданский щит

блоков из континентальных окраинных областей Монголо-Охотского океана и их становлением в пространстве, в меловое время возникла граница между Западно-Камчатской и Северо-Корякской позднемеловыми тектоническими провинциями (см. рис. 10, рис. 11).

Известно, что трансформный разлом Мезопацифики разделял формирующиеся позднемеловые Олюторскую и Восточно-Камчатскую островные дуги [94, 72]. Именно продолжение этой трансформной структуры определило границу между

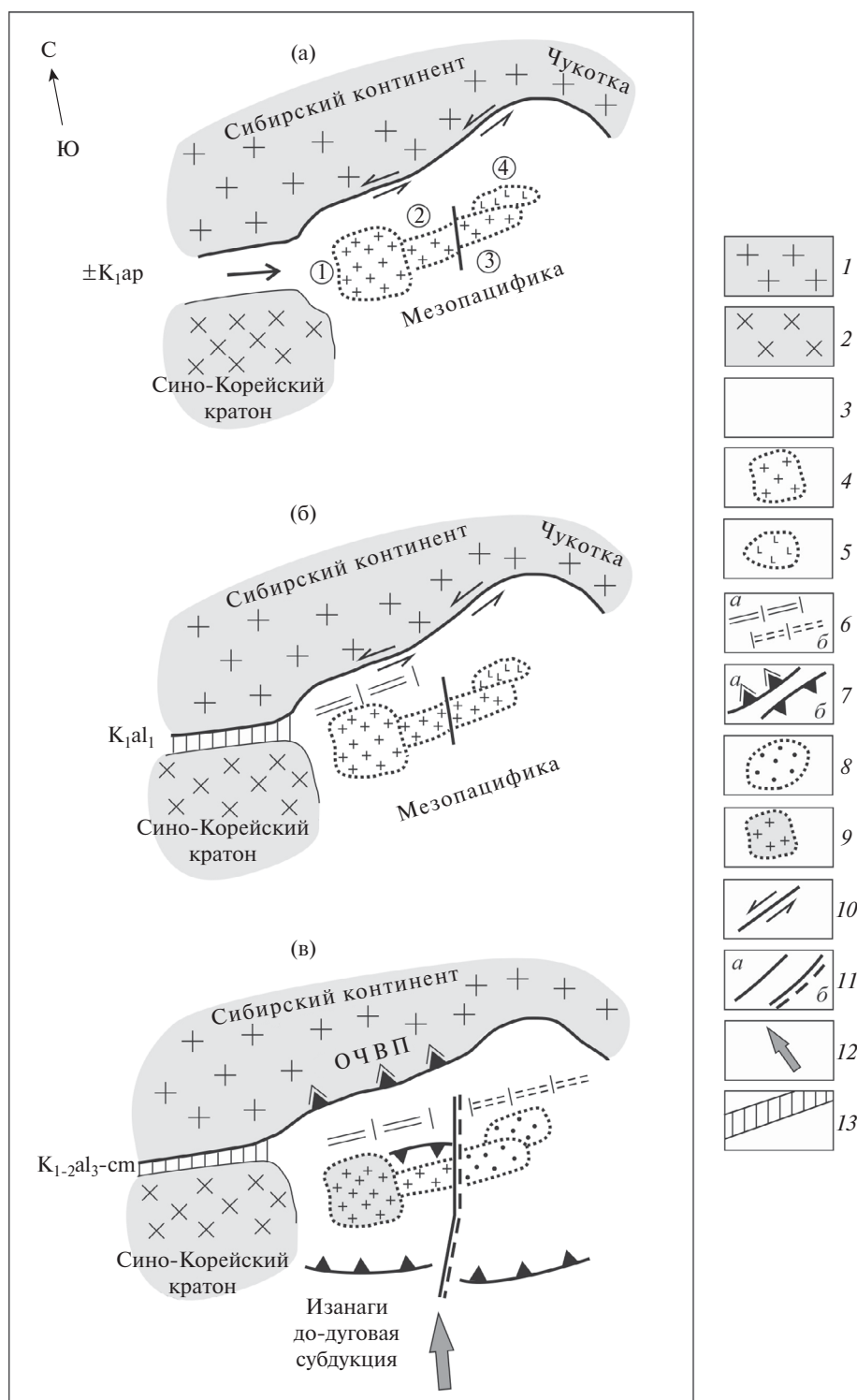


Рис. 10. Реконструкция апт–сеноманского этапа геодинамической эволюции северо-восточной активной окраины Евразии.

Обозначены тектонические супертеррейны с континентальным фундаментом (арабские цифры в кружочках): 1 – Охотоморский; 2 – Камчатский; 3 – Учхичхильский; 4 – Северной Кореи.

1 – Сибирский континент; 2 – Сино-Корейский кратон; 3 – океаническая литосфера; 4 – континентальные блоки; 5 – террейны Северной Кореи; 6 – оси спрединга: а – существующие, б – зарождающиеся; 7 – зоны субдукции: а – под континентальную окраину, б – под островные дуги; 8 – терригенные отложения, перекрывающие континентальный фундамент; 9 – поднятый континентальный блок; 10 – сдвиги; 11 – трансрегиональный трансформный разлом: а – суша; б – акватория; 12 – направление перемещения океанической плиты Изанаги; 13 – Монголо-Охотская шовная зона

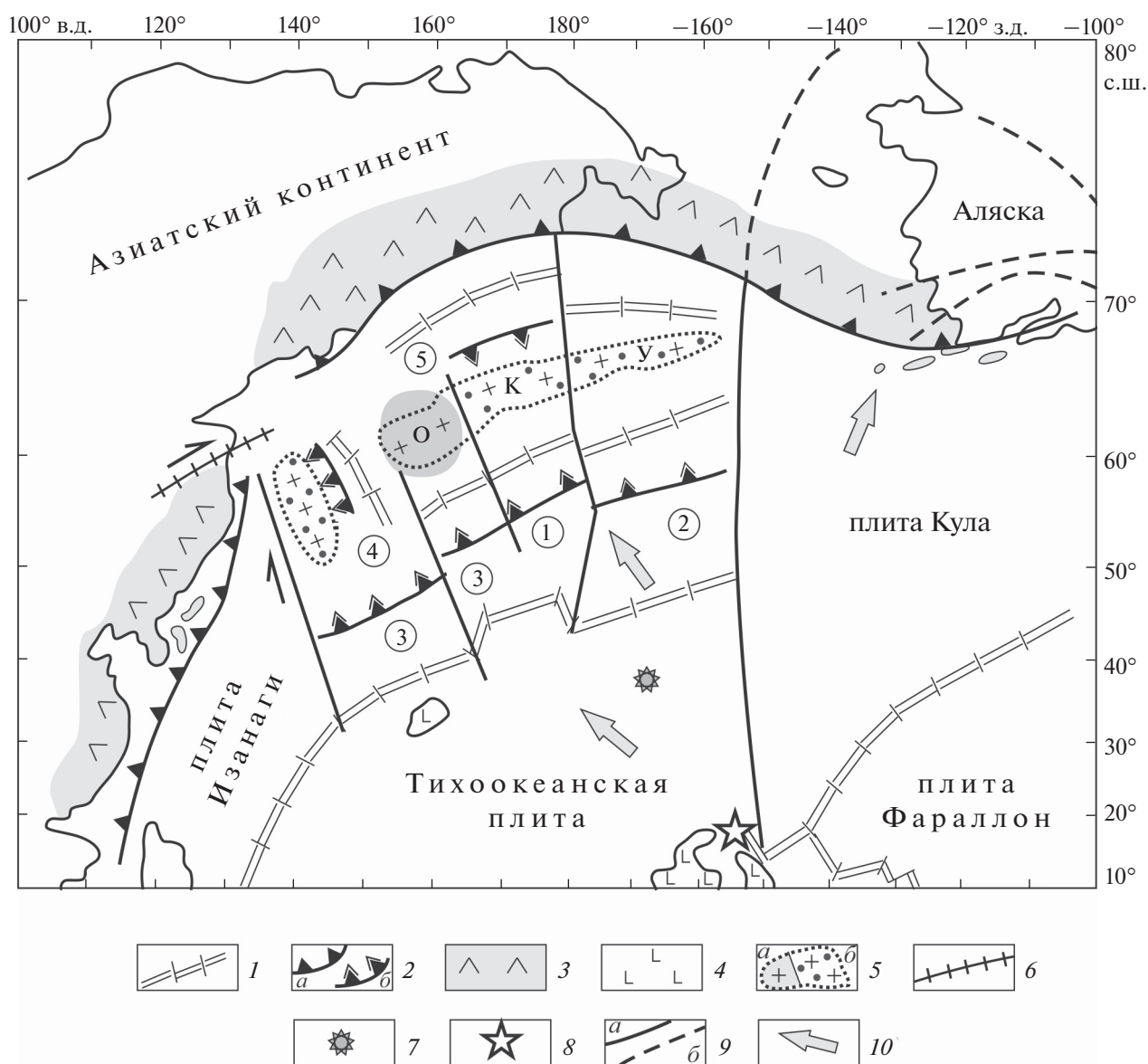


Рис. 11. Палео-геодинамические реконструкции (коньяк–ранний кампан) северо-восточной активной окраины Евразии (океаническое пространство Пацифики реконструировано по данным [109, 119, 121]).

Обозначены островные дуги (арабские цифры в кружочках): 1 – Валагинская; 2 – Олюторская; 3 – Немуро-Малокурильская; 4 – Восточно-Сахалинская; 5 – Западно-Камчатская.

Континентальные блоки: О – Охотоморский (суша); К – Камчатский (под терригенным кихчикским комплексом); У – Учичихильский (под Учичихильским и Лесновско-Укэляйтским терригенными комплексами).

1 – оси спрединга (океанические, окраинноморские; пулл-апарт); 2 – зоны субдукции плит: а – под окраины континента, б – под островные дуги; 3 – окраинно континентальные вулканические пояса; 4 – океанические поднятия; 5 – континентальные блоки: а – суша, б – акватория; 6 – Монголо-Охотская сутура; 7 – положение Гавайской горячей точки в реконструируемый коньяк–ранний кампан интервал; 8 – современное положение Гавайской горячей точки; 9 – разломы: а – установленные, б – предполагаемые; 10 – направление перемещения океанических плит

аккрецированными островодужными террейнами, выраженную в современной структуре Палано-Озерновской транслитосферной зоной. Таким образом, эти данные позволяют считать, что эта трансформная структура Мезопацифики существовала на протяжении всего позднего мела.

Отметим кампанское гранитообразование и метаморфизм, которые, по всей вероятности, были связаны с геодинамическими перестройками [73, 102]. Время этих процессов коррелируется со временем завершения надсубдукционного вулканизма ОЧВП, что обусловлено заклиниванием

зоны субдукции, т.е. коллизией континентальных блоков с нависающей плитой, в данном случае, — с Евразийским континентом.

Однако от момента коллизии до прекращения надсубдукционного вулканизма проходит значительный промежуток времени, зависящий от скорости и угла погружения оторвавшегося океанического слэба. В случае наклона зоны субдукции под углом $\sim 20^\circ\text{--}30^\circ$ и среднего расстояния от оси глубоководного желоба до вулканического фронта ~ 250 км, протяженность погружающегося остатка океанической литосферы до глубины 100 км, т.е. до зоны начала магматических выплавов составит ~ 280 км [86, 92].

Принимая малую скорость спрединга в бассейнах пулл-апарт ($\sim 3\text{--}3.5$ см/год) и сохранение этой скорости для погружающегося остатка океанической литосферы, прекращение магматических выплавов может завершиться ориентировочно через 9 млн лет. Это значение близко к продолжительности (7–8 млн лет) кампанского гранитного магматизма в Срединном хребте п-ова Камчатка [73]. Подобное сравнение приводит к возможной связи первого этапа кампанского гранитообразования (83 млн лет) с началом коллизии Охотоморского континентального блока с Евразийским континентом, а заключительный этап кампанского гранитообразования (76 млн лет) — с завершением надсубдукционного вулканизма в ОЧВП, и вероятно, начавшемся растяжением, обусловившим появление «верхних базальтов» (76–71 млн лет) [83].

ВЫВОДЫ

1. В поздне меловое время в пределах активной окраины северо-восточной Евразии между Евразийским континентом и расположенными к югу и юго-востоку континентальными блоками Охотского моря, Западной Камчатки и террейнами Северной Кореи в пределах краевой части Мезопацифики в условиях транстензии развивался Охотско-Пенжинско-Анадырский малый океанический бассейн типа пулл-апарт.

Формирование этого бассейна явилось результатом крупного сдвига при выскальзывании в пределы северной части Мезопацифики тектонических блоков различной природы из восточной части закрывавшегося Монголо-Охотского океана.

Раскрытие спредингового бассейна привело к началу субдукции северных частей литосферы Мезопацифики, а затем — новообразованной коры, последовательно, с юго-запада на северо-восток,

что определило сдвиг по времени начала надсубдукционного вулканизма (от позднего альба до турона) в соответствующих частях Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП).

2. Геодинамическая эволюция юго-западной и северо-восточной частей Охотско-Пенжинско-Анадырского бассейна отличалась тем, что в юго-западной его части, более ранней по времени образования, вблизи северной окраины Западно-Камчатской тектонической провинции с континентальной корой возникла и развивалась Ирунейская островная дуга.

На северо-востоке Ирунейская островная дуга ограничена трансрегиональным трансформным разломом, который протягивался на юго-восток, разграничивая Западно-Камчатский супертеррейн от Северо-Корякского и Учхчильского супертеррейнов, а еще далее к юго-востоку этот разлом служил границей между активными Олюторской и Восточно-Камчатской островными дугами. В пост-аккреционный этап развития эта трансформная структура была преобразована в Палано-Озерновскую транслитосферную зону.

3. Протяженные интенсивные магнитные аномалии и гравитационные ступени вдоль северной кромки Охотоморского шельфа отражают существование закрытой кроющими комплексами зоны, насыщенной серпентинитовым меланжем и фрагментами тел ультрамафитов, что подтверждается сейсмическим профилированием. Эта зона, расположенная вдоль границы Охотоморского континентального блока с Евразийским континентом, может свидетельствовать о закрытии океанического бассейна с осью спрединга, в результате субдукции которого произошло формирование астеносферного окна.

На продолжении данной зоны протягивается полоса подъема границы Мохо в Северной Камчатке и в Пенжинской зоне Северной Кореи. С этой полосой совпадает положение глубоководного желоба, рассчитанное для угла наклона зоны субдукции под ОЧВП $\sim 20\text{--}30^\circ$.

Подъем границы Мохо, вероятно, можно рассматривать как остаточную структуру литосферы после закрытия Охотско-Пенжинско-Анадырского малого океанического бассейна. Геодинамическая природа этого бассейна типа пулл-апарт отражается, по всей видимости, унаследованным левосторонним сдвигом между структурами континента и Северо-Корякских террейнов.

4. Обоснована геодинамическая модель до-дугового альб-туронского этапа внутриокеани-

ческой субдукции перед началом формирования в коньякском веке ранней дуги Немуро–Олюторской островодужной системы. Продолжительность до-дугового этапа (~10 млн лет) соответствует аналогичному этапу геодинамической эволюции Идзу–Бонин–Марианской островодужной системы.

Этот вывод позволяет подтвердить, что спрединг Пацифики с конца альбского времени компенсировался субдукцией океанической литосферы под Немуро–Олюторскую островную дугу, а не под Охотско–Чукотский окраинно-континентальный вулканический пояс.

Благодарности. Авторы благодарны рецензенту чл.-корр. РАН С.Д. Соколову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) и анонимным рецензентам за полезные комментарии и редактору М.Н. Шуплецову (ГИН РАН, г.Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Работа выполнена в рамках бюджетной темы ГИН РАН: «Фундаментальные проблемы тектонических, литогенетических и магматических процессов в формировании складчатых структур Северо-Востока Азии (2023–2027 гг)».

Конфликт интересов. Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 249–290.
2. Априлов С.Е., Попруженко С.В. Основные черты тектоники Корякского нагорья и Камчатки // НЦ ДВО РАН. Сер.: Науки о Земле 1991. № 3. С. 16–23.
3. Априлов С.Е., Попруженко С.В. Пенжинско-Западно-Камчатская складчатая зона и Укэлайт-Срединный блок в структуре Корякского нагорья. и Камчатки // Тихоокеанская геология, 2009. Т. 28. № 4. С. 90–104.
4. Бадрединов З.Г., Тарарин И.А., Литвинов А.Ф., Лопатин В.Б., Белый А.В. О природе метаморфических пород Хавывенской возвышенности Камчатки // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309. № 2. С. 3045–30483.
5. Бадрединов З.Г., Тарарин И.А., Марковский Б.А., Сляднев Б., И., Акинин В.В., Евсеев Г.Н., Ноздрачев Е.А. Метавулканиды Западной Камчатки (первые данные U–Pb SHRIMP датирования возраста цирконов) // ДАН, 2012. Т. 445. № 5. С. 559–563.
6. Белявский В.В., Золотов Е.Е., Ракитов В.А., Нурмухамедов А.Г., Попруженко С.В., Шпак И.П., Храпов А.В. Глубинная сейсмогеоэлектрическая модель Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Центрально-Корякской складчатой системы в пределах профиля Корф–Верхнее Пежино. — В сб.: *Олюторское землетрясение 20 (21) апреля 2006 г. Корякское нагорье.* — Под ред. В.Н. Чеброва — Петропавловск—Камчатский: ГС РАН., 2007. С. 77–88.
7. Богданов Н.А., Тильман С.М. Тектоника и геодинамика северо-востока Азии: Объяснительная записка к тектонической карте Северо-Востока Азии. — М-б 1:5 000 000. — М.: ИЛ РАН, 1992. 56 с.
8. Богданов Н.А., Бондаренко Г.Е., Вишневская В.С., Извеков И.Н. Средне-верхнеюрские и нижнемеловые комплексы радиоларий Омгонского хребта // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321. № 2. С. 344–348.
9. Богданов Н. А., Добрецов Н. Л. Охотское океаническое вулканическое плато // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 2. С. 101–114.
10. Богданов Н.А., Соловьев А.В., Леднева Г.В., Палечек Т.Н., Ландер А.В., Гарвер Дж.И., Вержбицкий В.Е., Курилов Д.В. Строение меловой аккреционной призмы хребта Омгон (Западная Камчатка) // Геотектоника. 2003. № 4. С. 1–13.
11. Богданов Н.А., Чехович В.Д. Геодинамические аспекты кайнозойского окраинно континентального вулканизма Тихоокеанского и Беринговоморского секторов Камчатки // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 4. С. 421–429.
12. Бондаренко Г.Е. Тектоника и геодинамическая эволюция мезозойского северного обрамления Тихого океана. — Автореф. дис. ... д.г.-м.н. — М.: МГУ, 2004. 46 с.
13. Бялобжеский С.Г., Попеко Л.И., Голозубов В.В., и др. Охотско-Корякский орогенный пояс. — В кн.: Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. — Под ред. А.И. Ханчука — Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн.1. С. 132–140.
14. Вержбицкий Е.В., Кононов М.В. Генезис литосферы северной части Мирового океана. — Под ред. В.Е. Хаина — М.: Научный мир, 2010. 477 с.
15. Вишневская В.С., Богданов Н.А., Бондаренко Г.Е. Бо-реальные радиоларии средней юры — раннего мела Охотоморского побережья Камчатки // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 3. С. 22–35.
16. Вишневская В.С., Басов И.А., Курилов Д.В. Первое совместное местонахождение коньяк-сантонских радиоларий и планктонных фораминифер на Западной Камчатке // ДАН. 2006. Т. 409. № 1. С. 77–81.
17. Волгин П.Ф., Лютая Л.М., Кочергина А.В. Плотностной разрез впадины Дерюгина (Охотское море) по результатам плотностного моделирования //Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. № 3. С. 12–22.
18. Герман А.Б. Меловая флора Анадырско-Корякского субрегиона (Северо-Восток России): систематический состав, возраст, стратиграфическое и флорогенетическое значение. — Под ред. А.М. Ахметьева — М.: ГЕОС, 1999. 124 с.
19. Геология юга Корякского нагорья. — Под ред. Н.А. Богданова— М.: Наука, 1987. 168 с.
20. Геология СССР. — Т. XXXI. — Камчатка, Курильские и Командорские острова. — М.: Недра, 1964. Ч.1. 734 с.
21. Говоров Г.И. Фанерозойские магматические пояса и формирование структуры Охотоморского геоблока. — Под ред. А.И. Ханчука — Владивосток: Дальнаука, 2002. 198 с.

22. Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др. Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события). — Под ред. Ю.Б. Гладенкова — М.: ГЕОС, 1997. 367 с. (Тр. ГИН РАН Вып. 488).
23. Гонтовая Л.И., Попруженко С.В., Низкоус И.В. Структура верхней мантии зоны перехода океан-континент в районе Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2010. № 4. С. 13–29.
24. Гнибиденко Г.С., Хведчук И.И. Основные черты тектоники Охотского моря. — В кн.: *Геологическое строение Охотоморского региона*. — Под. ред. А.В. Журавлева — Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1982. С. 3–25.
25. Государственная геологическая карта Российской Федерации. — М-б 1: 1 000 000 (третье поколение). — Серия Корякско-Камчатская. — Лист N-57- Петропавловск-Камчатский. — Объяснительная записка — СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 312 с.
26. Государственная геологическая карта Российской Федерации. — М-б 1: 1 000 000 (третье поколение). — Серия Корякско-Курильская. — Лист O-57- Палана. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2013
27. Государственная геологическая карта Российской Федерации. — М-б 1: 1 000 000 (третье поколение). — Серия Чукотская. — Лист Q-60 Анадырь. — Объяснительная записка. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2016. 359 с.
28. Григоренко Ю.Н. Палеоцен-эоценовый граувакковый комплекс тыловых прогибов притихоокеанской окраины (строение и формирование). — СПб.: ВНИГРИ, 2011. 322 с.
29. Злобин Т.К. Строение земной коры Охотского моря и нефтегазоносность ее северо-восточной (прикамчатской) части. — Южно-Сахалинск: ДВО РАН, 2002. 95 с.
30. Злобин Т.К., Ильев А.Я., Злобина Л.М. Природа и положение фундамента чехла Охотского моря по данным ГСЗ и МОВ ОГТ // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25. № 4. С. 3–17.
31. Злобин Т.К., Полец А.Ю., Пеньковская О.В. Глубинная геодинамика и ее проявления в литосфере зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану // Альманах «Пространство и Время» (Спец. вып. «Система планета Земля»). 2012. Т. 1. Вып. 1. С. 1–23.
32. Зоненишайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. — М.: Недра, 1990. Кн.2. 334 с.
33. Зотова Т.Д. Опорный разрез альб–сеноманских отложений Пенжинской депрессии. — В кн.: *Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов России*. — Под ред. В.А. Прозоровского — СПб.: Недра, 2006. С. 125–156.
34. Карта полезных ископаемых Камчатской области. — М-б 1:500 000. — Под ред. А.Ф. Литвинова, М.Г. Патоки, Б.А. Марковского —Петропавловск Камчатский Камчатприродресурс, 1999.
35. Костицын Ю.А., Аносова М.О., Ревьяко Н.М., Степанов В.А. U–Pb и Sm–Nd данные возраста фундамента Срединного хребта Камчатки. — В сб.: *Геохронометрические и изотопные системы, методы их изучения, геохронология геологических процессов*. — Мат-лы Росс. конф. по изотопной геохронологии. г.Москва, 4–6 июня 2012. — М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 175–177.
36. Кузьмин В.К., Беляцкий Б.В., Пузанков Ю.М. Новые данные о докембрийском возрасте гнейсового комплекса Камчатского массива. — В кн.: *Геодинамика, магматизм и минерализация континентальных окраин севера Тихоокеана*. — Под ред. А.Ф. Литвинова А.Ф., Б.А.Марковского — Магадан: СВКНИИ, 2003. Т. 1. С. 162–165.
37. Кузьмин В.К. Геохимические и изотопно-геохимические характеристики позднемезозойских метатерригенных пород Западной и Восточной Камчатки — индикаторы источников питания и условия формирования протолита. — Мат-лы VII Всерос. литол. Совещ. 28–31 октября 2013. Иркутск: С. 130–134.
38. Казьмин В.К. Источники метатерригенных пород Срединно-Камчатского и Ганальского поднятий в свете новых Sm–Nd изотопно-геохимических данных // Геотектоника. 2013. № 3. С. 87–96.
39. Курилов Д.В. Новые местонахождения юрских и меловых радиолярий на Западной Камчатке. — В кн.: *Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое*. — Под ред. С.А. Паланджяна, Ю.А. Гладенкова — М.: Научный мир, 2005. С. 55–76.
40. Кулюнский офиолитовый террейн. — Под ред. С.Д. Соколова, А.И. Ханчука — Владивосток: ДГИ ДВО АН СССР, 1990. 110 с.
41. Леднева Г.В., Богданов Н.А., Носова А.А. Верхнемеловые породы пикрит-базальтовой серии Западной Камчатки: вещественный состав, генезис и геодинамические интерпретации. — В кн.: *Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое*. — Под ред. С.А. Паланджяна, Ю.А. Гладенкова — М.: Научный мир, 2005. С. 92–120.
42. Ломтев В.Л. К строению дна и истории Охотского моря. — В сб.: *Геология морей и океанов*. — Мат-лы XVII Междунар. науч. конф. (Школы) по морской геологии. — М.: Наука., 2007. Т. 4. С. 122–124.
43. Ломтев В.Л., Нагорных, Т.В., Сафонов Д. К строению подводной окраины северного Сахалина// Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2013. №.3. С. 94–106.
44. Ломтев В.Л. Аллохтонная кора под Охотским морем. — В сб.: *Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии*. — Мат-лы IV Всерос. науч. конф. 5–7 окт. 2016г. — Благовещенск: ИГиП, 2016. Т. 1. С. 12–16.
45. Лучицкая М.В., Соловьев А.В., Хоуриган Дж.К. Два этапа формирования гранитоидов Срединного хребта Камчатки: их тектоническая и геодинамическая позиция // Геотектоника. 2008. № 4. С. 49–69.
46. *Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана*. — Под ред. Г.Б. Удинцева — М.—СПб.: МОК (ЮНЕСКО), РАН, ФГУП ПГО «Картография», ГУНПО, 2003. 192 с.
47. Мишин В.В. Глубинное строение и типы земной коры юга Камчатки // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15. № 1. С. 110–119.
48. Мороз Ю.Ф., Логинов В.А., Улыбышев И.С. Глубинный геоэлектрический разрез области сочленения

- Срединного Камчатского массива, Ганальского выступа и Центрально-Камчатского прогиба // Вестн. КРАУНЦ. Сер.: Науки о Земле. 2016. Вып. № 2. № 1. С. 17–34.
49. Некрасов Г.Е. Тектоническая природа Камчатско-Корякского региона и вопросы геодинамики складчатого обрамления севера Тихого океана // Геотектоника. 2003. № 6. С. 53–79.
 50. Нурмухамедов А.Г., Мороз Ю.Ф. Особенности геологического строения северо-восточной части Корякско-Камчатской складчатой области по данным глубинных геофизических исследований // Вестн. КРАУНЦ. Сер.: Науки о Земле. 2008. Вып. 11. № 1. С. 123–133.
 51. Нурмухамедов А.Г., Недядько В., Ракитов В.А., Липатьев М.С. Границы литосферы на Камчатке по данным метода обменных волн землетрясений // Вестн. КРАУНЦ. Сер.: Науки о Земле. 2016. Вып. 29. № 1. С. 35–52.
 52. Объяснительная записка к Тектонической карте Охотоморского региона. — М-б 1:2 500 000. — Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина — М.: ИЛРАН, 2000. 193 с.
 53. Очерки тектоники Корякского нагорья. — Под ред. Ю.М. Пушаровского, С.М. Тильмана — М.: Наука, 182. С. 30–70.
 54. Паланджян С.А. Лерцолитовые массивы офиолитов Анадырско-Корякского региона: геологическое строение и состав пород как показатели обстановок формирования // Литосфера. 2010. № 5. С. 3–19.
 55. Паланджян С.А., Лэйер П.У., Паттон У.У., Ханчук А.И. Геодинамическая интерпретация $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок офиолитовых и островодужных мафитов и метамафитов Анадырско-Корякского региона // Геотектоника. 2011. № 6. С. 72–87.
 56. Палечек Т.Н., Барабошкин Е.Ю., Соловьев А.В., Лопатина Д.А., Ландер А.В. Новые данные о строении и возрасте мезозойских и кайнозойских отложений мыса Хайрюзово (Западная Камчатка). — В кн.: Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое. — Под ред. С.М. Тильмана, Ю.Б. Гладенклова — М.: Научный мир, 2005. С. 77–91.
 57. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойского северо-востока Азии. — Под ред. К.В. Боголепова — Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
 58. Пергамент М.А. Стратиграфия верхнемеловых отложений северо-западной Камчатки (Пенжинский район). — Под ред. Б.М. Келлера, Н.С. Шатского — М.: АН СССР, 1961. 147 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 39).
 59. Полин В.Ф., Тихомиров П.Л., Ханчук А.И., Травин А.В. Первые данные U—Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования Преджугджурских вулканитов — новое свидетельство разновременности формирования отдельных звеньев Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // ДАН. Науки о Земле. 2021. Т. 497. № 2. С. 107–115.
 60. Попов Н.В., Смелов А.П., Березкин В.И., Кравченко А.А., Тимофеев В.Ф. Алдано-Становой щит — история развития в раннем докембрии. — Мат-лы V Росс. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия. г. Санкт-Петербург, ИГГД РАН. — СПб: Спринтер, 2017. С. 148–150.
 61. Рихтер А.В. Структура метаморфического комплекса Срединно-Камчатского массива // Геотектоника. 2005. № 1. С. 71–78.
 62. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Пийп В.Б., Рашидов В.А., Сергеева Г.А., Филатова Н.И. Геотраверс региона Охотского моря // Вестн. КРАУНЦ. Сер.: Науки о Земле. 2005. № 5. С. 45–58.
 63. Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование и этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3–21.
 64. Семакин В.П., Кочергин А.В., Пятина Т.И. Тектоническое районирование осадочного чехла Охотского моря по литофизическим, структурным и структурно-литофизическим признакам // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 4. С. 1059–1075.
 65. Сеначин В.Н., Веселов О.В., Семакин В.И., Кочергин Е.В. Цифровая модель земной коры Охотоморского региона // Геоинформатика. 2013. № 4. С. 33–44.
 66. Сидоров М.Д., Разумный А.В., Исаева Е.П. Модель земной коры и тектоническое районирование переходной зоны континент-океан Чукотско-Корякско-Камчатского сектора Тихоокеанского складчатого пояса // Регион. геология и металлогения. 2020. Т. 82. № 2. С. 69–82.
 67. Соколов С.Д. Аккреционная структура Пенжинского хребта (северо-восток России) // Геотектоника. 2003. № 5. С. 3–10.
 68. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. — Под ред. Ю.М. Пушаровского — М.: Наука, 1992. 182 с.
 69. Соколов С. Д. Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
 70. Соколов С.Д., Лобковский Л.И., Верниковский В.А., Тучкова М.И., Сорохтин Н.О., Кононов М.В. Тектоника и геодинамика восточной Арктики в мезозое // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 4. С. 389–409.
 71. Соловьев А. В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит. — В кн.: Методы трекового и структурного анализа. — Под ред. Н.А. Богданова — М.: Наука. 2008, 318 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 577).
 72. Соловьев А.В., Луцицкая М.В., Селягин О.Б., Хоуриган Дж.К. Позднемеловой гранитоидный магматизм Срединного хребта Камчатки: геохронология и особенности состава // Стратиграфия и геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 1. С. 1–23.
 73. Соловьев В.М., Селезнев В.С., Еманов А.Ф. и др. Глубинное строение юго-западной части Охотско-Чукотского региона по результатам вибросейсмических исследований с мощными передвижными вибраторами. — В сб.: Проблемы сейсмологии 3-го тысячелетия. — Мат-лы междунар. конф. 15–19 сент. 2003 г. — Новосибирск: СО РАН, 2003. С. 374–388.
 74. Сорокин А.А., Овчинников Р.О., Кудряшов Н.М., Котов А.Б., Ковач В.П. Два этапа Неопротерозойского магматизма в истории формирования Буреинского континентального массива Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 10. С. 1479–1499.

75. Ставский А.Д., Березнер О.С., Сафонов В.Г., Злобин С.К. Тектоника Майницкой зоны Корякского нагорья // Тихоокеанская геология. 1989. № 3. С. 72–80.
76. Старшинова Е.А. Неоднородности строения коры и мантии Охотского моря // Докл. АН СССР. 1980. Т. 255. № 6. С. 1339–1343.
77. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона. — В кн.: *Результаты исследований по Международным геофизическим проектам*. — Под ред. А.Г. Родникова, И.К. Туезова, В.В. Харахинова — М.: РАН, НГК, 1996. 338 с.
78. Сухов А.Н., Кузьмичев А.Б. Верхнемеловые отложения Западной Камчатки. — В кн.: *Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое*. — Ю.А. Гладенков, С.А. Паланджян — М.: Научный мир, 2005. С. 121–162.
79. Тарарин И.А., Дриль С.И., Сандимирова Г.И., Бадреддинов З.Г., Татарников С.А., Владимирова Т.А. Изотопный состав стронция, неодима и свинца в метаморфических породах Хавывенской возвышенности Восточной Камчатки // ДАН. 2010. Т. 431. № 2. С. 238–241.
80. Тарарин И.А., Бадреддинов З.Г., Дриль С.Д., Чубаров В.М., Герасимов Н.С., Сандимирова Г.П., Ильина Н.Н. Петрология и геохимия мелового магматизма Центральной Камчатки (на примере крутогорского и кольского интрузивных комплексов) // Петрология. 2014. Т. 22. № 6. С. 1–30.
81. Тарарин И.А., Бадреддинов З.Г. Метаморфические комплексы Срединнокамчатского кристаллического массива: изотопно-геохимическая характеристика и возраст // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 2. С. 1–11.
82. Тектоническая карта Охотоморского региона. — М-б 1:2 500 000. — Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина — М.: ИЛРАН, 2000. 2 листа.
83. Тихомиров П., Лебедев И., Пасенко А., Павлов В. «Верхние базальты» Восточно-Чукотского сегмента Охотско-Чукотского пояса: продольная миграция вулканической активности или наложение позднего магматического события? // ДАН. Науки о Земле. 2021. Т. 501. № 2. 167–172.
84. Тихонов И.Н., Ломтев В.А. Мелкофокусная сейсмичность Охотского моря и ее вероятная тектоническая природа // Вопросы инженерной сейсмологии. 2014. Т. 41. № 1. С. 19–38.
85. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. — М.: Наука, 1988. 264 с.
86. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). — М.: Научный мир, 2001. 606 с.
87. Ханчук А.И., Гребенников А.В., Иванов В.В. Альб-сеноманские окраинно-континентальные орогенный пояс и магматическая провинция Тихоокеанской Азии // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 3. С. 4–29.
88. Харахинов В.В. Тектоника Охотоморской нефтегазосной провинции. — Автореф. дис. ... д.г.м.-н. — Сахалинский науч.-иссл. и проектно-изыскательский ин-т нефти и газа. — г.Оха-на-Сахалине: ДВО РАН, 1998. 77 с.
89. Цой И.Б. Условия формирования осадочного чехла дальневосточных морей и островного склона Курило-Камчатского желоба (по микропалеонтологическим данным). — Автореф. дис. ... д.г.-м.н. — Владивосток, 2012. 47 с.
90. Чехович В.Д., Сухов А.Н., Филатова Н.И., Вишневская В.С., Басов И.А. Новые данные о меловых вулканических дугах северо-восточной окраины Азии // ДАН. 2006. Т. 407. № 4. С. 512–515.
91. Чехович В.Д. Положение активной границы континента на северо-западе Тихоокеанского подвижного пояса в позднемеловое время // ДАН. 2009. Т. 426. № 2. С. 212–215.
92. Чехович В.Д. Становление позднемеловой субдукции на Северо-Востоке Азиатского континента // Геотектоника. 2022. № 4. С. 35–55.
93. Чехович В.Д., Сухов А.Н., Кононов М.В., Паланджян С.А. Геодинамика северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса в позднемеловое — раннепалеогеновое время // Геотектоника. 2009. № 2. С. 1–28.
94. Шанцер А.Е., Челебаева А.И. Поздний мел Центральной Камчатки. — Под ред. Ю.Б. Гладенкова — М.: ГЕОС, 2005. 116с.
95. Шаниро М.Н. Позднемеловая Ачайваам-Валагинская вулканическая дуга (Камчатка) и кинематика плит северной Пацифики // Геотектоника. 1995. № 1. С. 58–70.
96. Щенетов С.В. О стратиграфическом положении меловых отложений с гребенкинской флорой, северо-восток России // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2020. Т. 28 № 1. С. 65–72.
97. Akinin V., Miller E., Toro J., Prokoviev A.V., Gottlieb E.S., Pearcey T.S., Polzunkov G.O., Trunilina V.A. Epizidocity and the dance of Late Mesozoic magmatism and deformation along the northern circum-Pacific margin: north-eastern Russia to the Cordillera // Earth-Sci. Rev. 2020. Vol. 208. Art.103272.
98. Armijo R., Meyer B., Navarro, King G., Barka A. Asymmetric slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart: A clue to propagation processes of the North Anatolian Fault? // Terra Nova. 2002. Vol. 14. P. 80–86.
99. Basile C., Braun J. The initiation of pull-apart basins and transform continental margins: results from numerical experiments of kinematic partitioning in divergent settings // Terra Nova. 2016. Vol. 28. No.2. P.120–127.
100. Bebie J., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M., Vergely P. Diversity of the Greek ophiolites: birth of oceanic basins in transcurrent systems // Ofioliti. 1980. Vol. 2 (Eastern Area). Spec. Is. "Tethyan Ophiolites". P. 129–197.
101. Bindeman I.N., Vinogradov V.I., Valley J.W., Wooden J.L., Natal'in B.A. Archean Protolith and Accretion of Crust in Kamchatka: SHRIMP Dating of Zircon from Sredinny and Ganal Massifs // J. Geol. 2002. Vol. 110. P. 271–289.
102. Bodinier F., Nicolas A. Harzburgine and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments // Earth Planet. Sci. Lett. 1985/86. Vol. 76. P. 84–92.
103. Egorov A.S., Bolshakova N.V., Kalinin D.F., Ageev A.S. Deep structure, tectonics and geodynamics of the Sea

- of Okhotsk region and structures of its folded frame // Journal of Mining Institute. 2022. Vol. 257. P. 703–719.
104. Farangitakis F.G., McCaffrey K.J.W., Willingshofer E., Allen V.B., Kalnins L.M., van Hunen J., Persaud P., Sokoutis P. The structural evolution of pull-apart basins in response to changes in plate motion // Basin Research. 2020. Vol. 33. No. 1. P. 1603–1625.
 105. Gorbatov A., Widiyantoro S., Fukao Y., Gordeev E. Signature of remnant slabs in the North Pacific from P-wave tomography // J. Geophys. Int. 2000. Vol. 142. P. 27–36.
 106. Hourigan J.K., Brandon M.T., Soloviev A.V., Kirmasov A.B., Garver J.I., Reiner P.W. Eocene arc-continent collision and crustal consolidation in Kamchatka, Russian Far East // Am. J. Sci. 2009. Vol. 309. No. 5. P. 333–396.
 107. Kashubin, S., Petrov, O., Rybalka, A., Milshtein, E., Shokalsky, S., Verba, M., Petrov, E. Earth's crust model of the South Okhotsk Basin by wide-angle OBS data // Tectonophysics. 2017. Vol. 710–711. P. 37–55.
 108. Kocyigit A., Erol O. A tectonic escape structure: Erciyes pull-apart basin, Kayseri, Central Anatolia, Turkey // Geodinamica Acta, 2001. Vol. 14. P. 33–145.
 109. Liu Sh., Guarmis M., Ma P., Zhang Bo. Reconstruction of northeast Asian deformation integrated with Western Pacific plate subduction since 200 Ma // Earth Sci. Rev. 2017. Vol. 175. P. 114–142.
 110. Mann P. Model of the formation of large transtensional basins in zones of tectonic escape // Geology. 1997. Vol. 25. No. 3. P. 211–217.
 111. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scotese C.R., Scholl D.W., and Fujita K. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific, (U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 2000. No. 1626), 123p.
 112. Pavlenkova N.I., Kashubin S., Sakoulina T.S., Pavlenkova G.A. Geodynamic nature of the Okhotsk Sea lithosphere. An overview of seismic constraints // Tectonophysics. 2020. Vol. 777. P. 228–320.
 113. Rodriguez M., N. Chamot-Rooke, M. Fournier, P. Huchon, Delescluse M. // Mode of opening of an oceanic pull-apart: The 20 °N Basin along the Owen Fracture Zone (NW Indian Ocean) // Tectonics. 2013. Vol. 32. P. 1343–1357.
 114. Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Khudoley A.K., Morozov O.L., Luchitskaya M.V., Tuchkova M.I., Layer P.W. Tectonic reconstruction of Uda-Murgal arc and the Late Jurassic and Early Cretaceous convergent margin of Northeast Asia–Northwest Pacific // Stephan Mueller Spec. Publ. Ser. 2009. No. 4. P. 273–278.
 115. Sokolov S.D., Luchitskaya M.V., Silantyev S.A., Morozov O.L., Ganelin A.V., Bazilev B.A., Osipenko A.B., Palandzhyan S.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R. Ophiolites in accretionary complexes along Early Cretaceous margin of NE Asia: age, composition, and geodynamic diversity. — In: *Ophiolites in Earth History*. — Ed. by Y. Dilek, P.T. Robinson, (Geol. Soc., London, Spec. Publ. 2003. Vol. 218), P. 619–664.
 116. Sokolov S.D., Tuchkova M.I. Mesozoic tectono-stratigraphic terranes of the Koryak-Chukotka region. — In: *Late Jurassic Margin of Laurasia – A Record of Faulting Accommodating Plate Rotation*. — Ed. by T.H. Anderson, A.N. Didenko, C.L. Johnson, A.I. Khanchuk, J.H. MacDonald, (GSA Spec. Pap. 2015. Vol. 513), P. 461–481.
 117. Tanaki K., Honza E. Global tectonics and formation of marginal basins: Role of the Western Pacific // Episodes. 1991. Vol. 14. No. 3. P. 224–230.
 118. Umhoefer P.J., Thomson S.N., Cosca M.A., Teyssier Whitney D.L. Cenozoic tectonic evolution of the Ececiş fault zone and adjacent basins, central Anatolia, Turkey, during the transition from Arabia-Eurasia collision to escape tectonics // Geosphere. 2020. Vol. 16. No. 6. P. 1358–1384.
 119. Stern R.J. Subduction initiation: Spontaneous and induced // Earth and Planet. Sci. Lett. 2004. Vol. 226. P. 275–29.
 120. Stern R.J., Reagan M., Ishizuka O., Ohara Y., Whattam S. To understand subduction initiation, study forearc crust, to understand forearc crust, study ophiolites // Lithosphere. 2012. Vol. 4. No. 6. P. 469–483.
 121. Wright N.M., Seton M., Williams S.E., Muller R.D. The Late Cretaceous to recent tectonic history of the Pacific Ocean basin // Earth Sci. Rev. 2016. Vol. 154. P. 138–173.
 122. Wu J.E., McClay K., Whitehouse P., Dooley T. 4D analogue modelling of transtensional pull-apart basins // Marine. Petrol. Geol. 2009. Vol. 26. P. 1608–1623.
 123. Yang Y-T. An unrecognized major collision of the Okhotomorsk Block with East Asia during the Late Cretaceous, constraints on the plate reorganization of the Northwest Pacific // Earth-Sci. Rev. 2013. Vol. 126. P. 96–115.

Late Cretaceous Okhotsk–Penzhina–Anadyr Small Oceanic Basin (Northeast Eurasia): Geological Evidence and Geodynamic Evolution

V. D. Chekhovich^{a, *}, S. A. Palandzhyan^a

^a*Geological Institute of Russian Academy of Sciences, bld. 7, Pyzhevsky per., 119017 Moscow, Russia*

^{*}*e-mail: vladimchekhovich@mail.ru*

The modern structure of the Eurasian Margin combines supra-subduction Upper Cretaceous volcanogenic formations – the marginal continental Okhotsk–Chukchi volcanogenic belt and the accreted Nemuro–Olyutor intra-oceanic arc formed during the subduction of the oceanic crust of the Pacific. We consider the formation of the Okhotsk–Chukchi volcanic belt, separated by the Nemuro–Olyutor intraoceanic arc from the Pacific, in the conditions of an paleo-oceanic basin that existed for ~20 Ma. As a result of the conducted paleo-geodynamic analysis, it was found that in the Late Cretaceous in northeastern Eurasia, between the Eurasian continent and the tectonic blocks of the Sea of Okhotsk, Western Kamchatka, and Northern Koryak located to the south and southeast of it, a small oceanic basin of the pull-apart type developed in the conditions of transtension, which can be called the Okhotsk–Penzhina–Anadyr. This basin was formed as a result of a major strike slip fault when terranes tectonic escaped out of the eastern part of the closing Mongol–Okhotsk Ocean. The progressive opening of the Okhotsk–Penzhina–Anadyr spreading basin subducted from the southwest to the northeast under the Eurasian continent, which caused a corresponding delay in the onset of supra-subduction volcanism in the Okhotsk–Chukchi Belt. The geodynamic evolution of the southwestern and northeastern parts of the Okhotsk–Penzhina–Anadyr basin differed in that the Irune (West Kamchatka) island arc arose and developed in the southwestern part of it, earlier in time of formation, near the West Kamchatka continental block. In the northeast, the arc was bounded by a transform fault that stretched to the southeast, delimiting not only the Kamchatka terrane from the North Koryak and Uchkhichkhil, but also the Valaginsky (East Kamchatka) and Olyutor intra-oceanic island arcs. In the Cenozoic stage of development, this fault was transformed into the Palano–Ozernovskaya trans-litospheric zone, which is the boundary between the accreted Olyutor and East Kamchatka terranes of the Nemuro–Olyutor island arc system. A geodynamic model of the pre-arc, the Alb–Turonian stage of intra-oceanic subduction, which lasted until the beginning of the formation of the early Nemuro arc in the coniacian, was applied the Olyutor island arc system. The duration of the pre-arc stage of intra-oceanic subduction corresponds to the time of the same stage of the geodynamic evolution of Izu–Bonin–Mariana Island arc system. This allows us to confirm the expansion of Pacific since the Albian time due to subduction in Nemuro–Olyutor island-arc system.

Keywords: Late Cretaceous active margin of Eurasia, small oceanic basin, subduction, tectonic escape of terranes, continental blocks, pull-apart basin, Mongol–Okhotsk Ocean